B.I.G
60615

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XXII

60615

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GEOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XXII

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1943

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

03200

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XXII

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GEOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XXII

60615

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1943

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL — CONTENU

	Pagina Page
N. ONCESCU. Région de Piatra Craiului-Bucegi. Étude géologique	1
M. POPOVĂŢ. Sur les méthodes pour caractériser la texture des sédiments meubles . .	125
I. ATANASIU. Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates moldaves	149
EM. SAULEA-BOCEC. Les Bryozoaires de la zone récifale du Sarmatien moyen des départements d'Orheiu et de Lăpuşna	177
E. JEKELIUS. Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken . . .	191
G. ATANASIU. Cartes magnétiques de la Transylvanie	399

Institutul Geologic al României

PERSONALUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

Director: MACOVEI G., profesor la Politehnică, membru al Academiei Române.
Subdirector: MURGEANU G., geolog şef cl. II.

I. SERVICIUL GEOLOGIC

Secţia de geologie

CANTUNIARI ŞT., geolog şef cl. I.
JEKELIUS E., geolog şef cl. I.
ŞTEFĂNESCU D., geolog şef cl. II.
KRĂUTNER TH., geolog şef cl. II.
CODARCEA AL., geolog şef cl. III.
OLTEANU C., geolog cl. I.
ILIE MIRCEA, geolog cl. I.
GHIKA-BUDEŞTI ŞT., geolog cl. I.
GIUŞCĂ D., geolog cl. I.
GHERASI N., geolog cl. II.
ONCESCU N., geolog cl. II.
DUMITRESCU I., geolog cl. II.
JOJEA T., geolog cl. II.
CERNEA G., geolog cl. II.
GHEORGHU C., geolog cl. II.
PAPIU V. CORVIN, geolog cl. III.
RĂILEANU GR., geolog cl. III.
DRAGOŞ V., geolog stagiar.

Institutul Geologic al României

Secția de geologie economică și secția de prospecțiuni

ȘTEFĂNESCU S. S., inginer șef cl. I.
SOCOLESCU M., inginer șef cl. I.
PETRULIAN N., inginer șef cl. I.
BĂRBAT TH., inginer șef cl. II.
STOENESCU SC., ing. ord. cl. I.
DUMITRU S., subing. ord. cl. I.

Biroul Cartografic

WAHNIG F., artist specialist șef cl. I.
HAGIU A., artist specialist principal cl. I.
PETRESCU I., artist specialist ordinar cl. II.
GEORGESCU GR., artist specialist stagiar cl. II.
ISTRATI AL., artist specialist stagiar cl. II.

Biblioteca

CERNESCU MARIA, bibliotecar.
ILIESCU C., șef de secție.

II. SERVICIUL AGROGEOLOGIC

ENCULESCU P., geolog șef cl. I.
PROTOPOPESCU-PACHE E., geolog șef cl. I.
CERNESCU N., chimist șef cl. III.
POPOVĂȚ M., geolog cl. I.
MAMULEA A., chimist cl. III.
IOAN N., chimist cl. III.

III. SERVICIUL LABORATORULUI DE CHIMIE

CASIMIR E., chimist șef cl. I.
ZAMFIRESCU L. ELIZA, chimist șef cl. I.
CREANGĂ C., chimist șef cl. II.
PETRESCU P., chimist șef cl. II.
DIMITRIU M., ing. șef cl. I.
FILIPESCU M., ing. ord. cl. II.
LUPAN SANDA, chimist cl. II.
POPEA FLORICA, chimist cl. II.

Institutul Geologic al României

IV. SERVICIUL ADMINISTRATIV

Secretariat

Ioanovici Gh., subdirector cl. I.
Focșa V., arhivar principal.
Popovici Șt., șef de secție.
Cujbă Elena, steno-translatoare cl. I.
Turcu Ana, dactilografă șef cl. II.

Intendența

Pârâianu N., intendent.

Atelierul mecanic și de tâmplărie

Rădulescu C., mecanic principal cl. III.
Stan C., mecanic cl. I.
Nilca I., mecanic cl. II.
Săușan M., meseriaș cl. III.

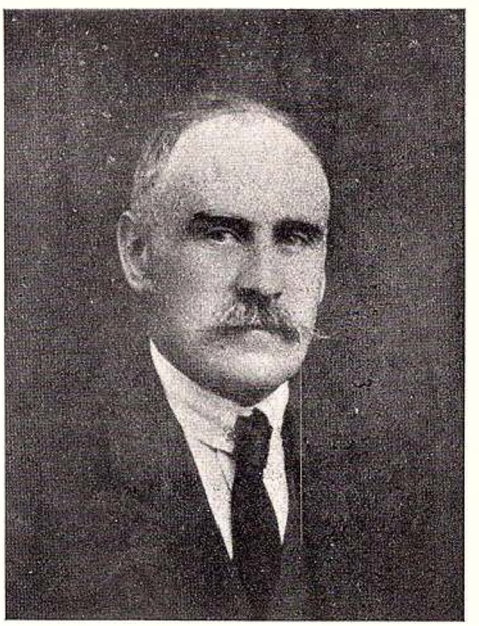
Atelierul de secțiuni subțiri

— —

Laboranți și oameni de serviciu

Voicu D., laborant cl. II.
Molnar E., laborant cl. II.
Dinu I. G., laborant cl. II.
Preda C., laborant cl. V.
Potor C., om de serviciu cl. II.
Vecerdi P., om de serviciu cl. II.
Bărdaș D., om de serviciu cl. III.
Barbonea D., om de serviciu cl. III.
Iordan Al., agent agricol stagiar.
Murariu D., om de serviciu cl. III.
Turcu A., om de serviciu cl. III.
Florea D., om de serviciu cl. III.
Gâș Șt., om de serviciu cl. IV.
Cârjoabă V., paznic.

Institutul Geologic al României



DIMITRIE M. CĂDERE

Institutul Geologic al României

† DIMITRIE M. CĂDERE

(1876—1941)

Ultimul tribut, pe care mica noastră lume de geologi l-a plătit morții, a fost în persoana profesorului DIMITRIE M. CĂDERE. Atins de multă vreme de o boală necruțătoare, viguroasa lui constituție i-a ținut piept cu îndârjire timp de mai bine de 20 de ani, pentru ca în cele din urmă să cadă învins. La 31 Mai 1941, impresionanta lui rezervă de energie sleindu-se, și-a dat obștescul sfârșit.

Cu DIMITRIE CĂDERE a dispărut un harnic și conștiincios slujitor al școalei și al științei, un bun și luminat român și un mare om de omenie.

Născut la 4 Octomvrie 1876 la poalele Ciahlăului, în comuna Buhalnița din jud. Neamț, copilul CĂDERE primește cunoștințele elementare la școala din sat, condusă de părintele său, GHEORGHE CĂDERE, unul din cei mai vrednici învățători pe cari i-a avut județul Neamț.

Cursul secundar îl începe în 1887 la Gimnaziul din Piatra Neamț, unde face numai prima clasă, după care trece ca bursier la Liceul Național din Iași. In această vestită școală și sub conducerea celui mai ales mănunchi de profesori pe care l-a avut învățământul nostru secundar, însușirile native ale lui CĂDERE au găsit cele mai fericite posibilități de cultivare. Odată cu cunoștințele programei de liceu, aci a primit el acea îndrumare temeinică, care a fost fericitul punct de plecare al evoluției proeminentei sale personalități spirituale.

In 1895 terminând liceul și trecându-și bacalaureatul, se înscrie la Facultatea de Științe a Universității din Iași. Meritosul elev al Liceului Național devine studentul tot așa de distins al Secțiunii de Fizico-Chimie al acestei facultăți.

Reputația de bun student, câștigată în scurt timp, îi atrage, în 1898, înainte de luarea licenței, numirea ca chimist asistent la Institutul de Chimie din Iași al Ministerului de Interne, unde, prin sârguință și competință devine, în 1903, chimist expert. Totodată, prin alesele sale calități personale și prin frumoasa cultură generală, pe care nu înceta să și-o îmbogățească, CĂDERE se afirmă în mod deosebit în viața tineretului universitar de atunci, viață plină de generos avânt, și de intense și variate preocupări intelectuale, situându-se dela început printre fruntașii studențimii ieșene.

Institutul Geologic al României

In 1899 își susține licența în Științele Fizico-Chimice, după ce între timp urmase cursurile și lucrările de pregătire pedagogică la școala Normală Superioară.

Nu mult după aceea își trece examenul de capacitate pentru intrarea în învățământul secundar, în urma căruia, în 1902, este numit profesor titular la Liceul Codreanu din Bârlad. In 1905 este transferat la Iași, unde funcționează succesiv la Liceul Național, Seminarul « Veniamin Costache », Școala Normală « Vasile Lupu » și Seminarul pedagogic universitar. Ca profesor secundar a activat până în 1927, când a fost numit Conferențiar definitiv de Mineralogie aplicată la Universitatea din Iași.

Despre râvna și însuflețirea pe care o punea CĂDERE în predarea lecțiunilor sale, despre claritatea și preciziunea cu care expunea chestiunile cele mai delicate, dau mărturie atâtea generații de elevi, care-i păstrează cea mai caldă recunoștință și cea mai vie și mai pioasă amintire. De altfel numeroasele sale manuale didactice pentru cursul secundar sunt modele de simțul și echilibrul pedagogic cu care sunt prezentate cele mai subtile noțiuni științifice.

Interesul deosebit pe care acest distins profesor l-a purtat școlii secundare și învățământului în genere, cunoștințele și aptitudinile sale de organizator și îndrumător, l-au pus de timpuriu în situația de activ și apropiat colaborator al Ministerului Școalelor.

Astfel, încă din 1906 este numit membru în Consiliul Superior de Instrucție, calitate în care a fost reținut tot timpul cât a fost profesor secundar.

In afară de această însărcinare permanentă, dela 1911 la 1913, îndeplinește funcțiunea de inspector general școlar și este delegat, în 1912, să studieze organizarea învățământului practic din Austria, Germania, Elveția și Franța. Rapoartele prezentate Ministerului în urma călătoriilor de studiu ce le-a întreprins în aceste țări, fidele și judicioase imagini a celor constatate în școlile pe care le-a vizitat, au fost prețioase îndreptare în alcătuirea programelor noastre de învățământ. In 1917 și 1918 ia parte la conducerea Casei Școalelor, iar în 1918 este numit inspector technic pentru Științele Fizico-chimice; în fine în același an devine secretar general al Ministerului Instrucțiunii Publice.

Prin spiritul lui pătrunzător, prin judecata lui cumpănită și prin firea lui blândă și înțelegătoare, însușiri ajutate de o deosebită cultură generală și de specialitate, CĂDERE a adus remarcabile servicii învățământului, atât de pe catedră, cât și în celelalte situații pe care le-a ocupat.

In timpul ultimei demnități este numit delegat technic al Guvernului în Basarabia și însărcinat cu îndrumarea și coordonarea activității culturale. In aceste condițiuni Profesorul CĂDERE ia o parte activă la organizarea vieții de stat din această provincie și la înfăptuirea unirii ei politice, culturale și sufletești cu patria mamă.

In vremurile de grea încercare din timpul războiului trecut, dragostea lui deosebită pentru școală și școlari îl mână să dea adăpost, în proprietatea sa

Institutul Geologic al României

din comuna Bucium de lângă Iași, și să organizeze și să conducă Școala Normală Divizionară, fără altă retribuție sau recompensă decât mulțumirea de a fi putut îndeplini ceea ce inima lui de bun român și credincios slujitor al școalei îl îndemnase.

Tot în același timp și tot din sentimentul iubirii de tineret, se ocupă de aproape de soarta cercetașilor refugiați în timpul războiului, pe cari-i organizează și-i așează în două tabere, una la aceeași proprietate a lui, din Bucium și alta la Sculeni-Iași. Drept răsplată, pe lângă mulțumirea sufletească de a fi săvârșit o faptă bună, are satisfacția publică de a fi fost cooptat, în 1918, în Marele Sfat Cercetășesc, iar mai târziu, în 1939, de a fi fost ales membru de onoare al Asociației Cercetașilor de Război.

Deși obligațiunile catedrei și ale celorlalte însărcinări l-au ocupat destul de mult, excepționala lui rezervă de energie nu putea fi cheltuită numai în această direcție. De aceea, dela început și în paralel, CĂDERE desfășoară o muncă tot așa de susținută și în cadrul universitar. Din situațiile ocupate în acest cadru și din legăturile cu Institutul Geologic, derivă activitatea lui științifică.

Incepând, din 1901, ca preparator și mai pe urmă ca asistent al laboratorului de Mineralogie al Universității din Iași, el funcționează în această calitate până în 1921, când i se încredințează suplinirea conferinței de Mineralogie aplicată. După ce și-a luat doctoratul și s'a abilitat ca docent, este definitivat, în 1927, la această conferință, pe care o servește până în 1935, când, din cauza sănătății profund zdruncinate, se retrage pentru a-și regula drepturile la pensie.

Predispozițiile lui pentru studii și mediul de laborator, de care de altfel nu s'a îndepărtat niciodată, îl angajază fără întârziere pe calea cercetărilor științifice; iar marea lui iubire de natură și interesul cu care i-a scrutat frumusețile și ascunzișurile încă din prima tinerețe, îl îndreaptă în deosebi spre studiul petrografiei. Cu o serioasă pregătire în domeniul fizico-chimiei și cu cunoștințele necesare de geologie și cartografie ce și le-a apropiat, CĂDERE devine un excelent petrograf, atât prin technica de laborator, cât și prin ridicările de teren.

Prima lui manifestare în această direcție datează din 1903, când publică o notă asupra rocelor eruptive dela Borca, comunicare ce conține un studiu mineralogic și chimic, al unor filoane de camptonit din masa șisturilor cristaline.

După înființarea Institutului Geologic, CĂDERE devine colaborator al acestei instituțiuni, care-l însărcinează cu studiul unor apariții eruptive din Nord-Vestul Dobrogei.

In cursul cercetărilor, meticulozitatea și ascuțitul său spirit de observație îl conduc la descoperirea zăcământului fosilifer devonian din Bujoare. Faptul a reprezentat, după cum se știe, un câștig de o importanță hotărîtoare pentru descifrarea stratigrafiei Paleozoicului din Dobrogea. Grație acestui reper s'a putut obține o imagine mult mai aproape de realitate a succesiunii termenilor stratigrafici ai acestei grupe.

Institutul Geologic al României

Referințe nu mai puțin interesante a furnizat, de asemenea, asupra condițiilor de zăcământ și a caracterelor chimice ale granitului dela Măcin, precum și asupra unor cvarțite devoniene de pe zona Priopcii.

Insă lucrarea lui de căpetenie, care i-a servit și ca teză de doctorat, este aceea asupra rocelor eruptive dela Camena.

Este un remarcabil studiu al regiunii de apariținne a porfirelor cvarțifere de pe linia de dislocație Pecineaga-Camena, în care autorul, după ce determină cadrul stratigrafic și tectonic de amănunt în care se situiază acest masiv, îl examinează din punct de vedere mineralogic, chimic și genetic, arătând variațiile de roce care-l alcătuesc și punerea lor în loc. Identificarea prezenței oxidului de cupru în aceste roce, îl conduce la concluziuni logice cu privire la geneza zăcământului de pirite cuprifere dela Altân Tepe.

Prin materialul documentar pe care-l conține și prin modul judicios al prezentării și interpretării lui, lucrarea lui CĂDERE este una din cele mai valoroase contribuțiuni la cunoașterea eruptivului Dobrogei.

Din nefericire această afirmare atât de frumoasă și de promițătoare este sortită să rămână fără urmare. O întâmplare nenorocită a tăiat în mod dureros și păgubitor firul unor strălucite cercetări care de abia începuse. Aflându-se la Viena, imediat după războiul precedent, unde studia în laboratorul de Mineralogie al Prof. BECKE o parte din materialul dela Camena, a contractat o teribilă boală, adusă acolo de trupele de ocupație de culoare. Din acel moment începe tragedia vieții lui CĂDERE, lung șir de suferințe fizice și morale, de care numai cei ce l-au cunoscut de aproape și-au putut da seama.

Totuși puternica lui constituție mai păstrase încă atâta energie, cât să termine acest studiu și chiar să mai publice și altele, e drept de mai mic efort, cum au fost acel asupra granitului de Ciucurova, sau acele note din seria «Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a României» a lui P. PONI. Dar cu toată rezistența lui, în cele din urmă boala i-a consumat toată puterea de muncă, deși dragostea și dorința de lucru nu-l părăsise.

Deplângând pierderea pentru știință atât de timpurie a unei forțe ca a lui DIMITRIE CĂDERE și impresionat de nefericita lui viață din ultimii 20 de ani, nu pot să nu asociez la omagiul acestor rânduri memoria admirabilei sale soții, d-na MARIA CĂDERE, ea însăși distinsă profesoară și chimistă, care, cu un sublim devotament și cu o incomparabilă putere de sacrificiu, l-a îngrijit și l-a încurajat până în ultimele ei clipe.

Doborîtă în cele din urmă ea însăși de amarul soartei lor nedrepte, l-a precedat în veșnicie cu o lună de zile, cu adâncul regret că, despărțindu-se de el, nu-l va mai putea ajuta. Dar la 2 Iunie 1941 aceeași soartă, de astădată îmblânzită, i-a întrunit pentru totdeauna în liniștea și odihna cimitirului Eternitatea din Iași. Vie și nepieritoare va rămâne însă amintirea acestor suflete alese spre mângâierea și mândria familiei lor.

PROF. G. MACOVEI

Institutul Geologic al României

LUCRĂRILE ŞTIINŢIFICE ALE LUI D. M. CĂDERE

1. CĂDERE D. M. Sur les roches éruptives de Borca. *Ann. Scient. Univ. Iassy*. T. II, p. 277—283. Iaşi, 1903.
2. — et SIMIONESCU I. Note sur la présence du Paléozoïque en Dobrogea. *Ann. Scient. Univ. Iassy*. T. V, fasc. 2, p. 143—145. Iaşi, 1908.
3. — şi SIMIONESCU I. Notă preliminară asupra straturilor fosilifere devonice din Dobrogea (avec résumé français). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, 1907, p. 361. Bucureşti.
4. — Asupra rocilor eruptive de pe Borca-Mădeiu. *Asoc. rom. pt. înaint. şi răsp. ştiinţelor. Congresul II din Bucureşti 1903*, p. 405—406. Bucureşti, 1908.
5. — Le quartzite de Piatra Fetei. *Ann. Scient. Univ. Iassy*. T. V, fasc. 4, p. 248—250. Iaşi, 1909.
6. — Notă asupra granitului dela Măcin (cu un profil). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, f. I, 1910, p. 163—173. Bucureşti, 1911.
7. — Note sur le granit de Măcin (un profil). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, f. I, 1910, p. 173—176. Bucureşti, 1911.
8. — Granitul dela Măcin (Cariera Cetatea). *Revue du pétrole*. Anul IV, 1911, No. 13-14, p. 201—205. Bucureşti, 1911.
9. — Note préliminaire sur le porphyre quartzifère et la zone d'injection dans les roches vertes de Camena (Dobrogea). *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* T. V (1916—1917), p. 77—84. Bucureşti, 1916.
10. — Comunicare asupra porfirului cuarţifer şi a zonei de injecţiuni în rocele verzi dela Camena (jud. Tulcea) (5 profile şi o schiţă geol. 1 : 50.000). *D. de S. ale Şed. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII (1915—1916), p. 60—66. Bucureşti, 1917.
11. — Le paléozoïque de Carcaliu. *Ann. Scient. Univ. Iassy*. T. XI, fasc. 1-2, p. 70-80. Iaşi, 1921.
12. — Studii geologice şi petrografice în regiunea Ciamurli de Sus-Camena. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1914*, p. LI—LV. Bucureşti, 1922.
13. — Notă preliminară asupra porfirului şi a zonei de injecţiuni în rocele verzi dela Camena-Ciamurli. *D. d. S. ale Şed. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI (1914—1915), p. 31—38. Bucureşti, 1923.
14. — Petrographisches aus der Dobrutscha (2 fig.). *Tschermaks M.P.M.* Bd. 36, 1923, H. 1—2, p. 94—96.
15. — Un cas particulier de Schachbrettalbite (1 figure). *Ann. Scient. Univ. Iassy*. T. XIII, f. 1—2, p. 77—78. Iaşi, 1924.
16. — Relations entre l'élasticité optique et l'élasticité mécanique concernant le quartz (2 figures). *Ann. Scient. Univ. Iassy*. T. XIII, f. 1—2, p. 79. Iaşi, 1924.
17. — Asupra porfirului cuarţifer şi asupra zonei de injecţiune din rocile verzi dela Camena (Dobrogea). (Foaia Babadag 1 : 100.000 Ser. XI, col. N). *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1915*, p. 80—81. Bucureşti, 1924.
18. — Rocile eruptive dela Camena (Dobrogea), jud. Tulcea. Studiu geologic, petrografic şi chimic (1 hartă geol. 1 : 40.000, 3 profile, 40 microfotografii, 8 tabele de analize şi 31 fig.). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, 1921—1924, p. 121—240. Bucureşti, 1925.
19. — Les roches éruptives de Camena (résumé). (1 carte géol. 1: 40.000, 3 profils et 40 microphotogr.). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, 1921—1924, p. 241—299. Bucureşti, 1925.
20. — Le granite de Ciucurova. *Ann. Scient. Univ. Iassy* T. XV, 1/2, 1927, p. 81-88.
21. — Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a României. I. Elemente şi lamprite. II. Oxizi, spineli şi carbonaţi. III. Silicaţi. IV. Borate, nitroide, gypsoide, halite şi antracide. *Ac. Rom. Mem. Sect. Şt.* Ser. III, T. V, 1928. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

REGION DE PIATRA CRAIULUI-BUCEGI

— ÉTUDE GÉOLOGIQUE —

PAR

NICOLAE N. ONCESCU

TABLE DES MATIÈRES

Page

Introduction 3
Aperçu historique général 4

Stratigraphie 8
I. *Zone occidentale cristallino-mésozoïque* 8
A) Le Cristallin 8
Le Cristallin de la bordure des dépôts sédimentaires 10
Affleurements cristallins à l'intérieur de la zone sédimentaire 11
B) Dépôts sédimentaires de la zone occidentale 11
Les dépôts du premier cycle de sédimentation (Dogger inf.-Barrémien) 14
Les dépôts du premier cycle dans le synclinal des Bucegi 15
Dogger 15
Bajocien 20
Bathonien-Callovien inférieur 21
Callovien supérieur 22
Malm 24
Oxfordien 26
Kimeridgien 26
Tithonique 27
Néocomien 27
Berriasien 28
Néocomien marneux ammonitique (Valanginien, Hauterivien, Barrémien) 28
Les dépôts du premier cycle de sédimentation dans le synclinal de Piatra Craiului 29
a) Le Dogger du flanc W du synclinal de Piatra Craiului–Pietricica 29
b) Le Dogger de Valea Lupului 33
c) Le Dogger du flanc oriental du synclinal de Piatra Craiului . . . 37
d) Le Dogger à l'intérieur du synclinal de Piatra Craiului 37
Affleurement de Moeciu supérieur 37

Institutul Geologic al României

Affleurement de Valea Coacăzei 38
Malm 38
Oxfordien 38
Kimeridgien 39
Tithonique 39
Néocomien 44
Berriasien 44
Le Néocomien marneux ammonitique du type Dâmbovicioara 45
Les dépôts du deuxième cycle de sédimentation dans la région de Bucegi—Piatra Craiului 54
Généralités 54
Cénomanien 56
Considérations critiques sur les opinions exprimées sur la position stratigraphique des conglomérats de Bucegi 63
La distribution du Cénomanien 72
Turonien-Sénonien 73
II. *Zone orientale* 76
Le Flysch crétacé inférieur de la bordure orientale des Bucegi 76
III. *Quaternaire* 81

Tectonique 82

Généralités 82
I. *Analyse tectonique de détail* 84
A) Zone synclinale de Piatra Craiului 84
Preuves de poussée exercée par le massif du Făgăraş sur la zone synclinale de Piatra Craiului 85
Les failles de la zone synclinale de Piatra Craiului 87
a) La zone de Pietricica—Piatra Craiului 88
b) La zone de Fundata—Giuvala—Culmea Zacotelor 89
c) La dépression de Rucăr—Dâmbovicioara 90
d) La zone de Pravăţ—Mateiaşul 96
B) Le synclinal des Bucegi 96
La ligne frontale des Bucegi 98
Le décrochement de Piatra Mare et le chevauchement de celle-ci sur les couches de Sinaia 100
Particularités tectoniques à l'intérieur du synclinal des Bucegi 102
Faille de la vallée supérieure de la Ialomiţa 102
Les failles transversales du flanc W des Bucegi 103
Les écailles de la Klippe Piatra Arsă—S-ta Ana 103
Les failles de la dalle de conglomérats du plateau des Bucegi . 103
C) L'anticlinal de la Leaota 105
II. *Les mouvements orogéniques mésocrétaces* 107
L'hypothèse d'une structure mésocrétacée normale 109
L'hypothèse d'une structure mésocrétacée en nappes 111
Résultats et conclusions 115

Bibliographie 119
Carte géologique de la région Piatra Craiului—Bucegi, au 75.000-e
Coupes géologiques dans la région Piatra Craiului—Bucegi, au 75.000-e
Esquisse tectonique de la région Piatra Craiului—Bucegi—Piatra Mare, au 200.000-e

Institutul Geologic al României

INTRODUCTION

La région qui forme l'objet de la présente étude est située entre les vallées supérieures de la Dâmboviţa à l'W et de la Prahova à l'E. Elle comprend les massifs mésozoïques de Piatra Craiului et de Bucegi, puis la zone centrale de la Leaota constituée par des roches cristallines et qui sépare les deux massifs mésozoïques; à l'E, enfin, une partie de la zone interne du Flysch carpatique,

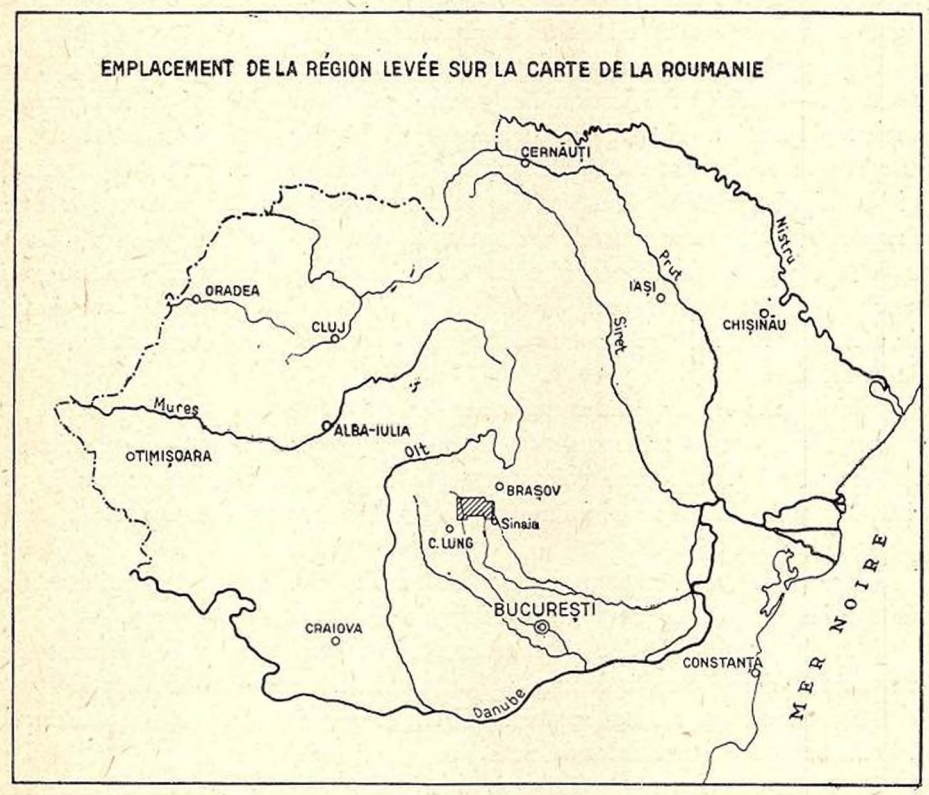


Fig. 1

formée par les Couches de Sinaia, qui sont chevauchées par le flanc oriental du massif des Bucegi.

De ces unités, nous étudierons ici en détail surtout les deux zones mésozoïques, qui ont retenu plus longuement notre attention; quant aux formations cristallines, elles nous ont intéressé, pour le moment, uniquement dans la mesure où elles viennent en connexion avec les dépôts sédimentaires.

1*

Institutul Geologic al României

APERÇU HISTORIQUE GÉNÉRAL

Les travaux concernant la région de Piatra Craiului-Bucegi sont très nombreux.

Dans leur suite chronologique, nous distinguons une première période, durant laquelle les auteurs ont considéré d'un point de vue très général et sommaire notre région, souvent englobée dans des études sur des étendues plus vastes du pays; les descriptions géologiques y sont assez vagues. De cette époque, datent aussi plusieurs notes en général brèves, qui se bornent à signaler la présence de tel ou tel horizon fossilifère.

Nous nous trouvons avec ces premières études dans une période qui dure de 1833 — date de publication des premiers travaux géologiques concernant notre région et son voisinage, dûs à AMI BOUÉ (1) et LILL V. LILLIENBACH (42) — jusqu'en 1883, l'année de publication du premier volume de l'«Anuarul Biuroului Geologic». Des études systématiques sur la géologie de nos Carpates n'avaient pas encore commencé à paraître. La presque totalité des travaux à cette première époque est due à des géologues étrangers qui ont touché la région en passant, ou qui ont été attirés par la richesse en fossiles de certains niveaux. Ces travaux sont tous inserrés dans des revues étrangères de spécialité.

Parmi ceux-ci, on peut mentionner les suivants:

En 1854, la note d'ANDRAE (3), qui signale le cristallin du flanc oriental de Piatra Craiului (Culmea Cojea); les précisions y manquent toute fois sur sa situation et ce n'est que récemment que l'affleurement a été retrouvé et levé par M. JEKELIUS (32).

Un peu plus tard, en 1859, apparaît le travail de v. HAUER (13) qui attribue un âge jurassique supérieur aux calcaires tithoniques de la région.

L'année suivante (1860), MESCHENDÖRFER (52) signale la présence de marnes fossilifères néocomiennes, à Poliţa dans le flanc W des Bucegi. Dans le même travail des fossiles sont citées pour la première fois dans les calcaires tithoniques de Peştera Ialomicioarei.

En 1861, v. HAUER (14) cite pour la première fois des couches appartenant au Jura brun, dans les Bucegi, au-dessous des calcaires tithoniques de Poliţa.

Une série de notes se succèdent entre 1865—1872, notes dues à HERBICH (20, 21, 22), v. HAUER (16, 17) et SUESS (121), et dans lesquelles plusieurs informations sont consignées sur le Jura brun (Couches de Klaus), entre Poliţa et Strunga-Colţul Tătarului, dans les Bucegi.

En 1870, FOETTERLE (10) décrit, le premier, le Néocomien qu'il trouvait dans la dépression de Dâmbovicioara, à Podul Dâmboviţei. Les fossiles cités, ne le sont que génériquement.

En 1879, puis en 1883, PAUL étudie dans la partie orientale, le grès carpatique (couches de Sinaia), en rattachant les dépôts des environs de

Institutul Geologic al României

Sinaia à ceux des alentours de Covasna, qui avaient fourni à HERBICH des fossiles néocomiens (68 et 71).

Le Bureau Géologique une fois fondé sous la direction de GR. STEFĂNESCU, nous entrons dans une nouvelle phase. Les plus importantes manifestations de ce bureau ont été l'institution d'un périodique, « Anuarul Biuroului Geologic » et la publication de la carte géologique du pays. C'est dans cette deuxième phase que la géologie des Carpates a été systématiquement étudiée et par des géologues roumains.

Notre région a été en effet parmi les premières étudiées par les membres du Bureau Géologique. Dans les comptes rendus pour l'année 1884 (106), GR. STEFANESCU apporte des contributions précieuses à la connaissance du Crétacé supérieur de la région de Rucăr et de Nămăești, le divisant en Cénomanien et Sénonien, sans toutefois délimiter les deux formations. Les conglomérats de Bucegi sont cependant marqués comme éocènes sur la carte du Bureau Géologique; ceci, du fait des levers antérieurs dans les départements de Dâmbovița et Prahova, dus à BOTEA, qui avait travaillé suivant d'autres idées. GR. STEFANESCU présente en même temps la première liste de fossiles, consignant 16 espèces, recoltées dans le Néocomien de Dâmbovicioara.

C'est aussi dans l'Annuaire du Bureau Géologique (vol. III, 1888), que fut inserré le travail de HERBICH, intitulé, « Date paleontologice asupra Carpaților românești »; paru seulement après la mort de l'auteur. Le travail comporte deux parties: I) Fauna neocomiană din Basenul Dâmbovicioarei, et II) Fauna Doggerului de la Strunga.

Le travail de HERBICH sur la faune de Dâmbovicioara, qui signalait des formes de l'Aptien, de l'Albien et même du Cénomanien, a provoqué des études de révision, de la part de HAUG (18), KILIAN (36), COBĂLCESCU (8), UHLIG (113). Ces études arrivent à la conclusion que les formes de l'Aptien, Albien et Cénomanien sont dues à des déterminations erronées, et que le Néocomien de Dâmbovicioara ne comporte que des formes hauteriviennes et barrémiennes.

En 1896, REDLICH (85) publie des essais de parallélisation dans les Couches de Klaus, de Strunga.

Un an après, en 1897, FRANZ TOULA (111) découvrait le nid fossilifère de Podul Cheii, dans les conglomérats cénomaniens, et aussi des échantillons de *Posidonomya alpina* GRAS, dans des blocs trouvés sous les escarpements de calcaires tithoniques de la crête de Piatra Craiului. Il présente par la même occasion une étude comparative plus détaillé sur le Dogger de Strunga.

Nous arrivons ainsi à des travaux concernant plus spécialement notre région. Ces travaux sont dus à M. SIMIONESCU (93—105) et à POPOVICI-HATZEG (73—82). Ces deux auteurs ont publié, chacun de leur côté, différentes notes et mémoires paléontologiques, restées classiques par leur documentation, sur les formations géologiques et les faunes des différents horizons.

Institutul Geologic al României

Les données qu'ils avaient eu l'occasion de recueillir — POPOVICI-HATZEG d'une part dans la région comprise entre Râul Doamnei à l'W, et Prahova à l'E, et M. SIMIONESCU de l'autre dans la région plus restreinte du bassin de la Dâmbovicioara — ont formé les sujets de leurs thèses de doctorat (78, 99).

Ces travaux, ensemble avec ceux effectués en d'autres régions du pays, par SABBA STEFĂNESCU, M. SAVA ATHANASIU et VICTOR ANASTASIU, furent les premiers travaux de thèse, soutenus devant des universités étrangères, par des géologues roumains, à propos de sujets pris à la géologie de la Roumanie.

En résumé, les résultats de POPOVICI-HATZEG sont les suivants:

Sur le cristallin de la Leaota se dispose, dans la région de Strunga, la série jurassique moyenne et supérieure, dans la base de laquelle il distingue les couches de Klaus, équivallant au Bajocien et au Callovien inférieur. A la base des couches de Klaus, se trouve un horizon conglomératique à lentilles de charbons tenant du Dogger. Sur la série de Klaus, repose le calcaire tithonique, ce qui signifie une lacune stratigraphique entre ces deux termes. Dans la région de Piatra Craiului, P.-HATZEG ne signale que l'Oxfordien de Valea Lupului; partout ailleurs, le Tithonique s'appuye — suivant lui — directement sur le cristallin, marquant ainsi une nouvelle et importante transgression. Les calcaires tithoniques passent à leur partie supérieure au Néocomien, qui est compris dans le même facies de calcaires massifs récifaux; en conséquence sur sa carte les calcaires tithoniques sont marqués, comme Tithonique-Néocomien. La série de marnes et de calcaires marneux fossilifères est rapportée par P.-HATZEG au Barrémien. Les couches de Sinaia sont considérées par l'auteur, du même âge.

Par dessus ces formations, suivent — en transgression — les « Conglomérats de Bucegi », d'âge cénomanien. P.-HATZEG englobait sous ce terme de Conglomérats de Bucegi, aussi les conglomérats de la région de Rucăr, basé autant sur les rapports stratigraphiques que sur la continuité de ces conglomérats d'une région à l'autre. Le complexe a fourni des fossiles d'âge cénomanien inférieur, dans la région du Rucăr, à Podul Cheii et dans Valea lui Ecle. Sur les conglomérats cénomaniens, reposent dans la région de Rucăr les marnes sénoniennes à *Inoceramus lingua* GOLDF.

M. SIMIONESCU précise que les calcaires rouges de Valea Lupului sont d'âge callovien. Les calcaires blancs massifs sont d'après lui tithoniques, à l'exception de ceux de Valea Dâmbovicioarei, dans la partie supérieure desquels on trouve des *Requienia* et qui constituent donc le Néocomien à facies récifal. Dans le reste de la région, le Néocomien est représenté par des marnes et des calcaires marneux fossilifères qui se sont déposés en parfaite continuité sur le Tithonique. La faune néocomienne montre avec certitude la présence du Hauterivien et du Barrémien; le Valanginien n'y a pas fourni de fossiles, bien que sa présence stratigraphique peut être supposée dans un marnocalcaire sans fossiles, intercalé entre le Tithonique et les marnes fossilifères néocomiennes.

Institutul Geologic al României

Les conglomérats et les grès conglomèratiques qui suivent vers la partie supérieure sont transgressifs aussi d'après M. SIMIONESCU, mais ils sont répartis par lui entre deux horizons: les conglomérats fossilifères de Valea lui Ecle qui sont albiens, et les grès conglomératiques à *Schloenbachia inflata* Sow. de Podul Cheii, qui sont vraconiens. Sur ceux-ci repose la Sénonien représenté par des marnes.

Dans la suite, on remarque deux travaux de J. BERGERON (4 et 5), parus en 1904 et 1905. Ils soulèvent l'hypothèse d'un transport par charriage de la série sédimentaire des Bucegi, sur un autochtone formé par le cristallin.

M. JEKELIUS publie, depuis 1915, une série de notes et de travaux concernant la région qui nous occupe (28—33). Ces travaux complètent le profil de la série jurassique moyenne et supérieure des Bucegi, par la découverte, dans l'intervalle entre les Couches de Klaus et les calcaires tithoniques, du Callovien et de l'Oxfordien; ceux-ci sont représentés par une série de marnes vertes, de calcaires silicifiés et des jaspes. C'est encore M. JEKELIUS qui trouvait des couches kimeridgiennes à *Aspidoceras acanthicum* OPP. à la base du Tithonique. Dans l'extrémité N du massif de Piatra Craiului, en dehors de notre région, M. JEKELIUS a trouvé aussi le Dogger à la base des calcaires tithoniques.

Dans le Néocomien des environs de Braşov et de Dâmbovicioara, M. JEKELIUS suppose aussi la présence de l'Aptien inférieur. Les conglomérats des Bucegi sont, d'après son opinion, régressifs par rapport aux formations inférieures, en les considérant en 1926 (32) d'âge albien-cénomanien.

Dans plusieurs notes antérieures à ce travail (62—65) nous avons distingué, dans la région de Bucegi-Piatra Craiului, deux cycles de sédimentation: I-Dogger inférieur — Barrémien inclusivement, et II — Crétacé supérieur (Cénomanien inférieur-Sénonien). La lacune stratigraphique de l'Aptien-Albien a été provoquée, d'après nous, par les mouvements orogéniques mésocretacés, que nous avons situés dans l'Aptien. Ce mouvement a déterminé l'exondation de la région, suivie par une intense érosion continentale pendant l'Albien. Le relief qui en est résulté a été moulé par les conglomérats cénomaniens transgressifs. Le deuxième cycle de sédimentation a duré depuis le Cénomanien jusque dans le Sénonien; il comprend donc aussi le Turonien, que nous avons estimé représenté par les grès micafères de la région de Rucăr, ayant comme équivalent dans les Bucegi les grès micafères supérieurs aux conglomérats.

Dans un récent travail, M. JEKELIUS (34) considère les conglomérats de la région de Dâmbovicioara comme différents de ceux des Bucegi. Ceux-ci sont de l'Aptien supérieur-Albien régressifs, et déposés en continuité de sédimentation sur le Néocomien de Braşov et de Dâmbovicioara. Les conglomérats de Dâmbovicioara-Rucăr seraient par contre transgressifs et représentent le Cénomanien. Dans la région des Bucegi, la transgression serait représentée uniquement par celle des grès turoniens et sénoniens.

Institutul Geologic al României

En dehors de ces travaux, la région de Bucegi-Piatra Craiului a été naturellement considérée dans les études générales de synthèse des Carpates, études de la part des MURGOCI, MRAZEC, VOITEŞTI, MACOVEI, I. ATANASIU, études que nous analyserons de plus près dans la suite.

STRATIGRAPHIE

Les formations géologiques qui entrent dans la constitution de la région se répartissent entre deux zones distinctes:

A) Une zone occidentale, cristallino-mésozoïque, formée par:

1. Les roches cristallines du soubassement de cette zone.

2. Les dépôts sédimentaires mésozoïques disposés en transgression sur le fondement cristallin.

B) Une zone orientale, formée par le Flysch crétacé inférieur, totalement distinct comme facies pétrographique des formations sédimentaires synchrones recouvrant le cristallin.

Les rapports entre ces deux zones — zone cristallino-mésozoïque et zone du Flysch — sont des rapports tectoniques, la première zone chevauchant la seconde.

Dans ce qui suit, nous étudierons d'abord les formations de la zone occidentale pour passer ensuite à la zone orientale.

I. ZONE OCCIDENTALE CRISTALLINO-MÉSOZOIQUE

A) LE CRISTALLIN

Le socle cristallin recouvert par les dépôts sédimentaires des Bucegi et de Piatra Craiului, est formé par de roches d'épizone, connues dans la bibliographie sous le nom de « série cristalline de la Leaota » (REINHARD); ceci, d'après le massif montagneux de cristallin de la Leaota qui, soulevé en anticlinal, divise le sédimentaire de la région en deux grands synclinaux: celui de Piatra Craiului à l'W, celui des Bucegi à l'E.

Le cristallin à facies de Leaota se trouve également dans le versant W de Piatra Craiului. Le flanc oriental des Bucegi chevauchant sur une certaine distance les Couches de Sinaia, le cristallin de base a été presque totalement laminé; on ne le trouve plus dans cette contrée que sous forme d'un affleurement très réduit comme étendue, dans la Valea Cerbului, au N de Buşteni (JEKELIUS 33, 34). On peut en tous cas en conclure que, la zone sédimentaire mésozoïque des Bucegi et de Piatra Craiului s'appuye dans son entier sur un substratum cristallin du type Leaota.

Institutul Geologic al României

Le cristallin de Leaota a été étudié d'abord par POPOVICI-HATZEG (78, p. 34—59). Dans ce travail sont décrits les différents types de roches cristallines de la région de Leaota; on y trouve en même temps, dans le texte comme sur la carte annexée, les limites du cristallin par rapport aux roches sédimentaires, limites qui ont subi des retouches sur notre carte.

M. REINHARD (86, 87, 88, 89) a publié plusieurs travaux dans lesquels sont étudiées également les roches cristallines de la Leaota et du massif de Păpușa, Il y relève l'absence des micaschistes à caractère métamorphique accentué. « Très repandus dans le massif de la Leaota, sont les schistes sériciteux gris, « parfois noirâtre, à porphyroblastes d'albite. Ils affleurent dans les hauteurs « entre Stoenești et Muntele Roșu (la Algâiu), entre Muntele Roșu et Leaota, « dans la vallée de Bădeanca, comme aussi dans le support des calcaires de la « vallée de la Ialomița. Ces roches sont presque complètement absentes dans « le complexe des schistes cristallins des monts du Făgăraș, à partir de la vallée « de la Dâmbovița jusqu'à l'Olt ».

« Une autre roche assez répandue, et qui se retrouve identique parmi « les schites phylliteux du Negoi, c'est un schiste sericito-chloriteux à nodules « et couches de quartz ».

« Les roches amphiboliques peu fréquentes dans le massif de Păpușa, « sont presque complètement absentes dans celui de la Leaota ».

En dehors de ces roches, l'auteur cite encore les quartzites micacés verdâtres, accompagnés par des schistes sériciteux graphiteux; ils affleurent dans la vallée de la Dâmbovița, un peu en amont de Stoenești, dans la rive droite de la vallée. Il mentionne aussi des affleurements de gneiss, en bancs ou en lentilles, un peu au S de Clăbucet (plaiul Nămăești-Păpușa), dans Valea Argeșelului, Valea Dâmboviței — un peu en aval de Dragoslave — et, plus bas, au Muntele Roșu, à Algâiu (gneiss de Cozia).

M. SCHMIDT (91) qui a fait de levers géologiques dans la partie NW de Piatra Craiului, constate la présence sous le flanc occidental de ce synclinal, du cristallin de la Leaota, cristallin qui, plus à l'W, est chevauché par le cristallin du Făgăraș (gneiss de Cumpăna-Holbac, 91, 92).

M. STRECKEISEN (109), dans son travail sur la tectonique des Carpates Méridionales paru en 1934, distingue, dans la partie orientale de cette région montagneuse, trois groupes de cristallin, constituant autant de nappes supérieures: I-groupe de Leaota, II-groupe du Făgăraș, et III-Gneiss de Cozia.

Dans le groupe de la Leaota, qui s'étend aussi à l'W de Piatra Craiului dans le massif de Păpușa, comme il a été d'ailleurs constaté aussi par le Professeur REINHARD, M. STRECKEISEN remarque la présence d'une série assez uniforme de schistes cristallins dans laquelle il distingue en général les mêmes roches qui avaient été décrites aussi par M. REINHARD.

Institutul Geologic al României

LE CRISTALLIN DE LA BORDURE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

L'objet de nos études ayant été la recherche de détail des dépôts sédimentaires de la région, les formations cristallines nous ont moins intéressé.

Les recherches de reconnaissance que nous avons faites, dans ce massif comme aussi dans celui de Păpușa, nous ont montré qu'autant le cadre cristallin du sédimentaire, que le fondement cristallin affleurant d'une manière sporadique dans les différents points de la région, sont constitués par le même cristallin, appartenant au type de la Leaota.

La série de Leaota est généralement formée par des roches d'épizone. Les schistes sériciteux, chloriteux et phyliteux y prédominent. Cette série sériciteuse et chloriteuse est très riche en porphyroblastes d'albite.

Cette sorte de roches se rencontre typiquement développée sous l'entier flanc W des Bucegi, de Zănoaga à Valea Poarta, comme aussi sous le flanc E de Piatra Craiului, entre Moeciul de Sus et Valea Caselor. D'ailleurs l'entier flanc Oriental de la Leaota — bien plus développé que l'occidental — est constitué par ces schistes séricito-cloriteux à porphyroblastes d'albite. Ainsi on rencontre ces roches dans muntele Râiosu, à Secările, Curmătura Fiarelor, Sft. Ilie, Dudele Mari, Jugureanu, Lucăcilă, etc. Les chloritoschistes à porphyroblastes d'albite deviennent plus rares vers la vallée de la Dâmbovița. On les retrouve au SE de Mateiașul, puis au N de Dragoslavele où, de Valea Luncii passent vers Plăișorul et Muntele Căpitanul. Ce type de roches devient très rare dans la vallée supérieure de la Dâmbovița, on le remarque toute fois dans le mont Păltinetul, situé dans le flanc de Piatra Craiului.

Bien des fois on rencontre des schistes chlorito-sériciteux à quartz. Le quartz se trouve parfois aussi en filons, ainsi par exemple dans Valea Luncii et dans le flanc S du Căpitanul, où ces filons ateignent cent mètres cubes.

Dans le même série d'épizone se remarque, bien que rarement, des quartzites; ainsi par exemple, dans Bărbulețul, au dessous de Tătaru et de Pietrele Albe.

Des affleurements de gneiss blancs aplitiques, s'observent dans l'axe de l'anticlinal de la Leaota. Ces gneiss sont très bien découverts dans le soubassement des calcaires de Curmătura Ghimbavului, aussi dans la vallée du Ghimbavu où elles s'individualisent en deux étroites zones distinctes.

Les gneiss aplitiques passent à des micaschistes qui s'observent autant dans Valea Ghimbavului, que — et surtout — dans la zone comprise entre le Râiosu et Albescu.

On retrouve les gneiss aplitiques dans les environs du Jugureanul, dans Sft. Ilie et Guțanu, comme aussi dans Valea Frasinului.

Les schistes amphiboliques sont très rares; ils n'apparaissent que dans la zone de Pravăț, dans le voisinage du Sft. Ilie et dans Plaiul Bărbulețul-Dudele Mari.

Institutul Geologic al României

AFFLEUREMENTS CRISTALLINS A L'INTÉRIEUR DE LA ZONE SÉDIMENTAIRE.

Ces affleurements présentant les mêmes caractères pétrographiques que le cristallin du pourtour, se remarquent en plusieurs endroits.

Dans la région du synclinal de Piatra Craiului.

1. Dans les vallées de Spârlea et de Strâmba, au-dessous de la hauteur Cojea-Gâlma Spărturilor, se trouve un affleurement allongé de grandes dimensions, formé par des chloritoschites sériciteux à direction N-S; sa longueur est d'environ 3 km. et sa largeur de 800 m. Il est le plus étendu de tous les autres afleurements de cette contrée. A l'W, il supporte la série jurassique du flanc est de Piatra Craiului, tandis qu'à l'E il est recouvert en transgression par les conglomérats cénomaniens. Comme nous le verrons plus loin, cet affleurement présente une importance particulière dans la tectonique locale de la région. Il a été pour la première fois trouvé par ANDRAE (3). Toutefois, HAUER et STACHE mentionnent (15, p. 274) qu'ils ne l'ont pas marqué sur leur carte, du fait que ANDRAE ne circonstancie pas suffisemment son emplacement, disant simplement qu'il se trouve entre Peştera Bran et les calcaires de Piatra Craiului.

C'est bien plus tard que M. JEKELIUS (32) l'a figuré sur sa coupe à travers Piatra Craiului; c'est sur ses indications aussi qu'il a été représenté sur la carte de l'Institut Géologique (1.500.000).

2. Dans Valea Sbârcioarei, à 100 m. en aval de son confluent avec Valea Coacăzei, se trouve un petit affleurement cristallin long de 250—300 m. Il est directement recouvert par les calcaires tithoniques d'une côté et d'autre de la vallée, tandis qu'au confluent de Valea Coacăzei on remarque à la base de ces calcaires un petit lambeau écrasé de Dogger fossilifère.

3. Dans Valea Moeciului de Sus, à sa sortie des défilés calcaires, on trouve — au débouché du même défilé — un petit affleurement de cristallin dans la rive gauche de la vallée, au-dessous de la série jurassique moyenne.

Le cristallin de Valea Sbârcioarei, aussi bien que celui de Valea Moeciului, ont été mentionnés déjà par M. JEKELIUS (28, 32).

4. Au début de Valea Izvorului, à l'E de la Dâmbovicioara affleure encore une fois le cristallin, sous les calcaires tithoniques.

Dans la zone d'ennoyage de l'anticlinal de la Leaota, dans la région de Bran, le cristallin pointe dans la couverture des conglomérats cénomaniens en deux endroits:

1. Dans Valea Lungă, sous Dealul Secătura, il constitue un affleurement allongé d'environ 2,5 km. sur 400—500 m. de largeur; il est formé par des roches phylliteuses sériciteuses.

Institutul Geologic al României

2. Dans Valea Poarta, près de Bran, on trouve dans les conglomérats cénomaniens un pointement de cristallin chloritosériciteux; son intérêt vient du fait qu'il marque l'apparition la plus septentrionale du cristallin dans la région que nous avons levée.

Dans la région des Bucegi, le cristallin affleure uniquement le long de la Ialomița supérieure, à savoir:

1. A la sortie des défilés du Tătaru, on trouve dans le soubassement du Jurassique un cristallin chlorito-sériciteux à porphyroblaste d'albite très disloqué et qui se relie, entre Valea Tătarului et Bolboci, au cristallin de la puissante masse de la Leaota.

2. Encore dans la vallé de la Ialomița, à 3 km. en amont des défilés de Tătaru, au confluent de Valea Horoaba, apparaît — au-dessous du Jurassique et en connexion avec la faille de Valea Ialomiței — un très petit affleurement de cristallin.

B) DEPÔTS SÉDIMENTAIRES DE LA ZONE OCCIDENTALE

Dans les dépôts sédimentaires formant les deux synclinaux mésozoïques de Piatra Craiului et de Bucegi, on distingue bien deux cycles sédimentairesa

Premier cycle, comprenant des dépôts, se suivant en parfaite concordance stratigraphique, depuis le Dogger inférieur jusqu'au Barrémien inclusivement. Ces dépôts recouvrent en transgression le socle cristallin de la Leaota.

Deuxième cycle de sédimentation, renfermat des depôts appartenant au Crétacé supérieur, depuis le Cénomanien inférieur jusqu'au Sénonien infericur inclusivement. Ces dépôts se trouvent en transgression, aussi bien sur les dépôts du premiér cycle que directement sur le socle cristallin.

Entre ces deux cycles de sédimentation, existe une lacune stratigraphique correspondant ä l'Aptien et à l'Albien.

Les dépôts du premier cycle se sont formés dans les deux synclinanx; mais ils sont plus développés dans le synclinal occidental de Piatra Craiului que dans celui oriental des Bucegi. Dans le premier, ils occupent vers le N une très large surface à la hauteur de Bran, où ils atteignent 18 km. de largeur; ils se retrécissent vers le S et accusent à la latitude de Rucăr 6 km. seulement. Un lambeau affleure dans le Mateiașul, qui fait partie du même synclinal de Piatra Craiului.

Les dépôts du deuxième cycle de sédimentation (Crétacé supérieur) se trouvent, dans ce synclinal occidental, sous forme de petits lambeaux isolés dans sa partie W et S; il n'y a que dans le NW que l'on observe un lambeau plus grand et plus continu, dans lequel pointent des ilôts formés par les dépôts du premier cycle de sédimentation (surtout des calcaires tithoniques); le cristallin n'y affleure que dans les endroits d'érosion profonde.

Institutul Geologic al României

Dans le synclinal oriental, des Bucegi, la situation est différente: les dépôts du premier cycle sont bien plus restreints qu'à l'W; ils sont développés surtout sur les flancs du synclinal. Dans le flanc W, les dépôts jurassiques et néocomiens sont mieux représentés. Un seul lambeau plus isolé se trouve à Zănoaga-Lespezi, à l'extrémité S; vers le N, ils se suivent comme une zone étroite à direction N-S, se continuant sans interruption sur une distance de 10 km environ, depuis la vallée du Tătaru jusqu'au N de la Valea Gaura; ici, les calcaires du flanc W sont recouverts par les conglomérats cénomaniens transgressifs.

Dans le flanc oriental du synclinal des Bucegi, les dépôts du premier cycle de sédimentation se réduisent aux klippes de Jurassique qui affleurent, près de Sinaia, à Sta Ana et Piatra Arsă, et à quelques faibles pointements au N de Piatra Arsă. Ces klippes suivent la ligne frontale de chevauchement de Bucegi, affleurant au dessous du bord chevauchant des conglomérats de Bucegi.

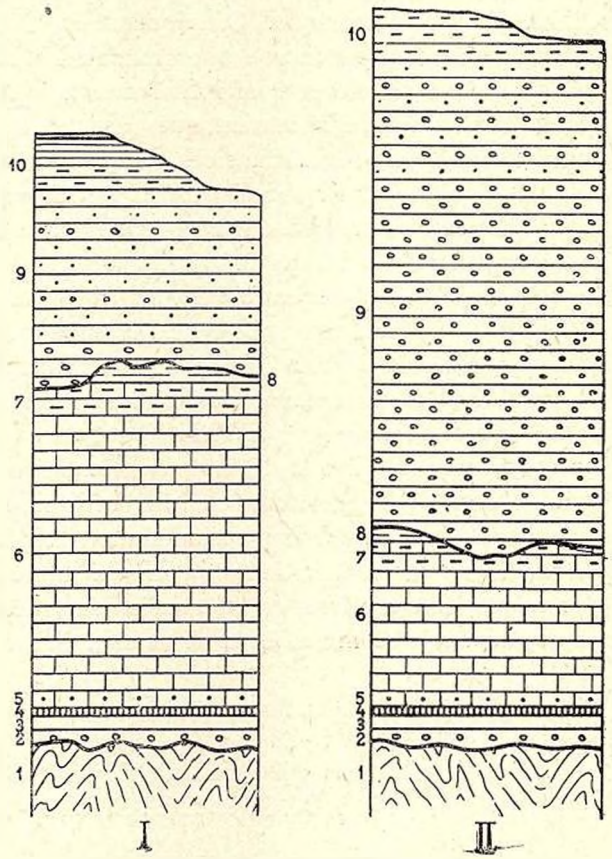


Fig. 2. — Coupe normale des dépôts géologiques de Piatra Craiului (I) et de Bucegi (II).

1, Cristallin type de la Leaota; 2, et 3, Dogger; 4, Oxfordien; 5, Kimeridgien; 6, Tithonique; 7, Berriassien; 8, Néocomien; 9, Conglomérats de Bucegi et grès conglomératiques à faune cénomanienne; 10, Turonien-Sénonien.

Les dépôts du deuxième cycle de sédimentation (Crétacé supérieur) sont très développés dans la zone du synclinal oriental, accusant ici une épaisseur d'environ 1.000 m.

La coupe normale (fig. 2) met suffisamment en évidence le mode de développement et la puissance des différentes formations sédimentaires des deux cycles, dans les deux synclinaux. Il en résulte que, parmi les dépôts du premier

Institutul Geologic al României

cycle, ce sont les calcaires tithoniques qui prédominent dans l'W, atteignant dans la région de Piatra Craiului de 700 à 800 m d'importance, tandis que dans les Bucegi ils ne dépassent pas 300 m. Les dépôts inférieurs au Tithonique ne réalisent ensemble qu'un maximum de 60 m d'épaisseur. Encore moins épais apparaissent les dépôts néocomiens qui recouvrent en continuité de sédimentation le Tithonique. Conséquence du fait de son puissant développement, le Tithonique occupe une grande surface.

En revanche, les formations inférieures au Tithonique ont une répartition très restreinte. Elles n'affleurent que dans les creux profonds, où l'érosion a atteint le socle cristallin. Dans ces endroits, l'observation est rendue cependant très difficile par les éboulis formés aux dépens des grands escarpements tithoniques et qui, par grandes nappes, dévallent le long des pentes. Si l'on tient compte aussi du fait que la lourde masse de calcaires tithoniques à la suite des mouvements tectoniques a souvent laminé les formations sédimentaires de sa base, on s'explique facilement l'absence locale, totale ou partielle, des sédiments compris entre le cristallin et le Tithonique.

Les formations néocomiennes sont aussi assez réduites. Déposées en continuité de sédimentation sur le Tithonique, elles sont assez minces et formées par des marnes calcaires et des marnes, peu résistantes en général à l'érosion. Comme d'autre part elles occupaient la partie supérieure de la série, elles ont été facilement entamées par l'érosion durant l'Aptien et l'Albien, et plus tard pendant le Tertiaire. C'est le motif qui a déterminé leur localisation dans les dépressions; elles y offrent en effet moins de prise à l'érosion, comme c'est le cas des dépôts néocomiens de la dépression de Dâmbovicioara.

LES DÉPÔTS DU PREMIER CYCLE DE SÉDIMENTATION (DOGGER INF.-BARRÉMIEN)

Aussi bien dans la région des Bucegi que dans celle de Piatra Craiului, dans les points où le laminage tectonique n'a pas eu grand jeu, on constate une parfaite continuité entre les dépôts du premier cycle; cela, à partir du début de la transgression du Bajocien inférieur et jusque dans le Barrémien supérieur, quand la sédimentation fût interrompue par les mouvements orogéniques mésocrétacés.

Il s'ensuit que la série du premier cycle comprend des horizons appartenant à tous les étages s'échelonnant entre le Dogger inférieur et le Barrémien.

L'étude des faunes souvent très riches, récoltées dans plusieurs horizons du premier cycle de sédimentation, a permis de préciser sur des bases paléontologiques la présence de la presque totalité des étages compris

Institutul Geologic al României

dans l'échelle stratigraphique, entre les deux limites mentionnées. Les voici:

10 — Barrémien 9 — Hauterivien 8 — Valanginien 7 — Berriasien	III Néocomien	6 — Tithonique 5 — Kimeridgien 4 — Oxfordien	II Malm
3 — Callovien 2 — Bathonien 1 — Bajocien	I Dogger		

Nous avons adopté en transcrivant cette liste la classification de SCHAFFER (90), qui répartit au Dogger les trois étages de la partie inférieure du Jurassique. Cette classification convient le mieux dans notre région; en effet, la base du premier cycle de sédimentation est développée sous le facies des couches de Klaus, dans lequel on trouve des fossiles bajociens, bathoniens et calloviens, sans qu'une séparation des dépôts correspondants y soit possible.

LES DÉPÔTS DU PREMIER CYCLE DANS LE SYNCLINAL DES BUCEGI

Les sédiments du premier cycle apparaissent sur le flanc W des Bucegi, sous la crête des calcaires tithoniques qui s'étend sur une distance d'environ 9 km., entre Valea Tătarului et N de Poliţa. Ces dépôts affleurent seulement là où ils ne sont pas masquées par les éboulis.

Par rapport aux calcaires tithoniques, épais environs de 350 m., la série doggerienne de leur base, très variée comme horizons, est relativement réduite, ne dépassant pas 50 à 60 m. d'épaisseur.

DOGGER

La série doggerienne-néocomienne du flanc W des Bucegi a formé l'objet des études les plus anciennes et les plus nombreuses.

Du fait de leur grand développement, les calcaires tithoniques ont les premiers attiré l'attention des chercheurs. Ils ont été décrits pour la première fois, en 1833, par AMI BOUÉ (1) et par LILL. v. LILIENBACH (42) et attribués par les deux auteurs au Crétacé inférieur. ANDRAE (2) en 1855 les considère comme liasiques. FR. v. HAUER (14) fût le premier, en 1861, à les attribuer au Tithonique.

La même année, STUR trouvait le premier nid fossilifère doggerien au-dessus des calcaires tithoniques de Poliţa, sur le flanc W des Bucegi. Cependant STUR n'a pas annoncé lui-même sa découverte; la première relation à son sujet fût donnée par v. HAUER (14). Les formes récoltées par STUR et

Institutul Geologic al României

déterminées par ED. SUESS sont: *Rhynchonella plicatella* SOW. et *Terebratula sphaeroidalis* SOW., et ces formes caractéristiques montrent bien la présence du Jura brun à Polița. Par la même occasion on a cité aussi, *Disaster* sp.

En 1865, HERBICH constate (20) que la série des grès calcaires brun cendré, à fossiles du Jurassique moyen, de Polița, se prolonge vers le S sous la crête occidentale des Bucegi, jusqu'à Guțanul et Grohotișul. Le même auteur tentait de faire une subdivision d'après les caractères pétrographiques de la série, en distinguant neuf horizons dans ce Jura brun, au-dessous des calcaires blancs-gris du Jura blanc (calcaires tithoniques).

La même année, HAUER (16) présente une nouvelle liste de fossiles du Dogger des Bucegi, et de ceux récoltés par HERBICH et par STUR; sur cette liste, à côté de certaines espèces déjà citées, on trouve 23 formes nouvelles. Dans son travail, il compare les formes des Bucegi à celles du Jura brun de Balin, près Cracovie, et remarque entre elles une grande ressemblance. Dans les deux endroits, on trouve des fossiles appartenant à l'Oolithique inférieur, au Bathonien et au Callovien.

En 1867, SUESS (121) ajoutait encore quelques nouvelles formes à la liste des espèces recoltées dans les Bucegi; sur la base de ces formes, il parallélise les dépôts au Dogger de Svinița et — comme HAUER — aussi aux couches de Balin. Il considère ces dépôts comme un équivalent de la zone à *Ammonites (Perisphinctes) arbustigerus* des Couches de Klaus, décrites par OPPEL (Zeitschr. D. G. Ges., 1863, pp. 198—203), et s'appuyant sur la présence de l'espèce *Rhynchonella solitaria* OPP., il admettait que le niveau supérieur à *Ammonites (Oppelia) aspidoides* OPP., s'y trouverait aussi. Cette dernière forme avait été déjà citée d'ailleurs par HAUER (16) aussi dans le Jurassique des Bucegi.

Encore en 1867, HAUER (17) publiait une nouvelle liste, consignant 13 formes nouvelles et, d'accord avec SUESS, il parallélise lui aussi le Dogger des Bucegi à celui de Swinitza.

Les études sur le Dogger des Bucegi, interrompues pendant quelque temps, reprennent en 1885, avec HERBICH, lequel constate le prolongement des dépôts jusqu'à Strunga et Colțul Tătarului.

Le matériel paléontologique récolté forme l'objet d'une autre étude de HERBICH, publiée dans l'Anuarul Biuroului Geologic (27). Cette étude contient la description d'une série de fossiles de Strunga, parmi lesquels 23 formes non encore citées jusqu'alors.

Dans ce travail, HERBICH n'envisage plus la question du parallélisme; mais il constate que les fossiles décrits dans son travail proviennent de plusieurs niveaux fossilifères du Jura brun. Ce Jura brun des Bucegi, c'est pour lui de l'O x f o r d i e n, et on trouve la même estimation dans un autre de ses travaux, paru avant (25).

Dans le même travail de l'Anuarul Biuroului Geologic (27), HERBICH relate avoir trouvé sur les pentes SE du Mont Strunga, des « calcaires ardé-

Institutul Geologic al României

siens » à restes de plantes « ressemblant » à *Araucaria* et une Spirifère, « probablement » *Spirifer rostratus-canaliculatus* QUENST. indiquant le Lias. Il ne donne pas cependant des précisions sur la situation de ces calcaires ardésiens.

En 1896, REDLICH (85) présente la succession des couches fossilifères du Jura brun de Strunga, qu'il parallélise lui-aussi aux Couches de Klaus. et au Dogger de Svinița. Dans ce Dogger, REDLICH distingue:

I. Un horizon gréseux inférieur, à Brachiopodes et Lamellibranches, dans lequel il mentionne huit fossiles:

Ceromya plicata AG.
Pholadomya murchisoni SOW.
Gonyomya proboscidea AG.
Pholadomya jurassi d'ORB.
Terebratula perovalis SOW.
Terebratula globata SOW.
Rhynchonella varians SCHL.
Perna sp.

Ces formes sont, d'après REDLICH, caractéristiques en Souabe pour la zone à *Stephanoceras humphriesianum* d'ORB. et *Parkinsonia parkinsoni* SOW.

II. L'horizon gréseux passe à sa partie supérieure en un calcaire oolithique ferrugineux, qui renferme une riche faune de Céphalopodes; parmi ceux-ci l'auteur a déterminé les formes suivantes:

Phylloceras mediterraneum NAUM.
» *flabellatum* NEUM.
» *kudernatschi* HAUER
» *disputabile* ZIT.
» aff. *kunthi* NEUM.
» *subobtusum* KUD.
» *n. sp.*
Lytoceras adeloides KUD.
Haploceras psilodiscus SCHL.
Oppelia fusca OP.
Oppelia aspidoides OP.
» n. sp. gr. *bicostata*
» aff. *bicostata*
Perisphinctes aurigerus OP.
» *curvicosta* OP.
» *procerus* SEEB.
Stephanoceras ymir OP.
» *rectelobatum* HAUER
Terebratula ventricosa ZIET.
Cucculaea n. sp.

REDLICH attribue au Lias des conglomérats quartzitiques à charbons qui reposent directement sur le cristallin, à la base du premier horizon à Brachiopodes; tandis qu'à la partie supérieure du deuxième horizon, à Cephalopodes, il note la présence du calcaire tithonique.

FRANZ TOULA (111), en 1897, subdivise le premier horizon (inférieur) à Brachipodes de REDLICH, en quatre subhorizons, à savoir:

1. Un horizon inférieur de marnes rougeâtres à *Pholadomya* cfr. *murchisoni* SOW.
2. Un banc renfermant de nombreuses formes de *Pecten* lisses.
3. Schistes marneux à concrétions ferrugineuses.
4. Marnes gris-bleuâtres à nombreuses *Perna* et *Gryphaea.*

Institutul Geologic al României

En 1898, POPOVICI-HATZEG étudie dans sa thèse (78) aussi le problème du Dogger dans les Bucegi; il y présente même une coupe complète de la série jurassique moyenne et supérieure levée à Vama Strunga, sur le versant occidental des Bucegi (op. cit., p. 67).

Dans cette coupe, POPOVICI-HATZEG divise la base de la série jurassique, ou, mieux, ce qui avait été jusqu'alors décrit comme « Jura brun », en deux ensembles: l'un inférieur A, l'autre supérieur B.

A son tour, l'ensemble inférieur se laisse diviser en trois horizons:

a) L'horizon inférieur de conglomérats quartzeux, à faibles traces de charbons, transgressif sur le cristallin.

b) L'horizon moyen formé par une série de grès alternant avec des niveaux marneux et supporté en concordance par les conglomérats de base. Ces grès sont d'une couleur jaunâtre et renferment de nombreuses concrétions ferrugineuses. A la partie supérieure ils deviennent calcaires et leur couleur est noir-bleuâtre. C'est dans cet horizon moyen de la coupe de P.-HATZEG que se trouvent les 4 niveaux séparés par TOULA, et dont P.-HATZEG aussi tient compte. Toutes les couches de cet horizon moyen sont riches en fossiles, parmi lesquels prédominent les Brachiopodes et les Lamellibranches. Les Ammonites sont rares; P.-HATZEG en cite seulement *Coeloceras humphriesianum* d'ORB. et *Parkinsonia parkinsoni* SOW., cette dernière très caractéristique pour le Bajocien. La liste très fournie de fossiles présentée par différents auteurs a été enrichie par P.-HATZEG d'une douzaine de formes qui n'avaient pas été encore citées.

c) L'horizon supérieur est formé par une série de bancs de calcaires gréseux très puissants, quelques-uns très riches en Brachiopodes. Parmi ces Brachiopodes, *Terebratula maxillata* SOW. est pour la première fois citée dans la région.

POPOVICI-HATZEG considère la subdivision A, avec ses trois horizons, comme b a j o c i e n n e empiétant probablement sur la base du B a t h o n i e n.

La subdivision B. n'est représentée que par un seul horizon, formé par un calcaire brun qui n'atteint pas tout à fait 1 m d'épaisseur et qui est très riche en nodules ferrugineux. Les fossiles, en majorité des Ammonites, sont très nombreux, surtout à Strunga et à Polița. P.-HATZEG attribue cet horizon au B a t h o n i e n et au C a l l o v i e n i n f é r i e u r, et l'appelle « le banc à Céphalopodes ».

A la liste de fossiles présentée par REDLICH, P.-HATZEG ajoutait, dans le travail cité et dans un autre qu'il publiait plus tard (81), une vingtaine de formes qui n'avaient pas encore été observées dans les Bucegi. Il basait son affirmation — que cet horizon empiète sur le Callovien — sur plusieurs formes, comme, *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH., *M. tumidus* REIN., *Sphaeroceras globuliforme* GEMM., *Perisphinctes curvicosta* OPP., *P. subtilis* NEUM.,

Institutul Geologic al României

P. altiplicatum WAAG., *Belemnites calloviensis* OPP., *B. subhastatus* ZIET., *B. hastatus* BLAINV., *Rhynchonella alagirica* UHL.

Sur la subdivision B repose, à Strunga, le calcaire massif tithonique, dans la base duquel l'auteur distingue une zone mince, comportant à son tour deux niveaux: le niveau inférieur constitué par des marnes rouges silicifiées, et le niveau supérieur, constitué par un calcaire marneux verdâtre à nodules siliceux.

Cette coupe met aussi en évidence la parfaite concordance des différents horizons constituant la série jurassique moyenne et supérieure de la région, bien que — d'après l'âge attribué à ces horizons —il y a des étages qui manquent.

Un autre fait important à souligner dans cette coupe, c'est l'attribution au Bajocien de l'horizon conglomératique de la base de la série jurassique.

En 1904, BERGERON (5) soutient que les conglomérats de base à lentilles de charbons appartiennent au Lias. Il se base dans son argumentation sur le fait que, dans les environs de Codlea, on trouve du Lias à charbons, en s'associant à l'opinion exprimée auparavant à ce sujet par REDLICH.

M. SIMIONESCU (103) a également abordé l'étude de la riche faune du banc à Ammonites de Strunga, dans un mémoire paru en même temps que celui, déjà cité, de P.-HATZEG. M. SIMIONESCU a décrit et figuré 29 formes, dont plusieurs sont pour la première fois mentionnées. En se basant uniquement sur les Ammonites de cette couche, l'auteur attribue tous ces dépôts, et implicitement ceux de Svinița, au Bathonien. C'est que, les formes comme *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH., dénotant le Callovien inférieur, sont relativement rares, tandis que la grande majorité des espèces sont exclusivement propres au Bathonien, ou ont leur maximum de développement dans cet étage.

En 1915, M. JEKELIUS (28) publie une note, dans laquelle on trouve (p. 289) une coupe levée à proximité de celle de P.-HATZEG. Il distingue à la partie supérieure du blanc à Ammonites, et en concordance avec lui, trois horizons peu épais, dont voici la succession: immédiatement au-dessus du banc à Ammonites (Bathonien-Callovien inf.), on trouve un horizon formé par des marnes grises; par dessus se dispose un horizon de calcaires siliceux, eux-mêmes recouverts par un mince horizon de jaspes.

Basé sur leurs rapports stratigraphiques et sur la faune recoltée, qu'il présentait l'année d'après (30), l'auteur estime que les trois horizons sont à rapporter au Callovien supérieur et à l'Oxfordien.

Nous devons appuyer ici sur la situation supérieure de l'horizon des jaspes. Encore M. JEKELIUS, séparait a la base des calcaires supérieurs, tithoniques, et au-dessus des jaspes, un horizon peu épais de calcaires marneux, qui a offert des formes de la zone kimméridgienne à *Aspidoceras acanthicum* OPP. De cette façon, l'auteur mettait en évidence une parfaite ressemblance dans la succession des niveaux entre les séries correspondantes des Bucegi et de Carpates orientales, où les jaspes et les couches à « *acanthicum* » étaient déjà connus.

Institutul Geologic al României

Dans son travail, M. JEKELIUS décrit aussi les formes fossiles recoltées dans les différents autres horizons. Au chapitre III il s'occupe de la faune des couches à Lamellibranches, et Brachiopodes. Il en décrit 56 formes, dont un bon nombre est pour la première fois cité. Sur cette base, M. JEKELIUS distingue dans ces couches trois horizons, à savoir:

A la base, au-dessus des conglomérats à charbons et du banc de grès doggeriens sans fossiles, il distingue un banc inférieur à Lamellibranches, parmi lesquels, *Pholadomya murchisoni* SOW., *Ph. reticulata* AG., etc. Cet horizon appartient donc au Bajocien inférieur — « zone à *Stephanoceras blagdeni* SOW.

Par-dessus, la série des grès calcaires en bancs, épais d'environ 5 m remplis de Brachiopodes et qui correspond à la zone à *Stephanoceras humphriessianum* d'ORB. du Bajocien supérieur.

A la partie supérieure, un banc de 5 m d'épaisseur, de grès bruns grisâtres, à *Terebratula globata* SOW., etc., et qui correspond d'après l'auteur au Bathonien (« zone à *Parkisonia parkinsoni* SOW. »).

Dans le même travail (30 b), nous trouvons décrite aussi une série de formes provenant du banc à Ammonites. Comme Ammonites, une seule forme est présentée, qui n'avait pas encore été citée: *Stephanoceras extinctum* QUENST. En revanche, nous trouvons cités et en partie décrites 39 formes de Polypiers, Brachiopodes, Lamellibranches, Gastéropodes, dents de Poissons, provenant du même banc à Ammonites.

Ce banc correspond d'après M. JEKELIUS à la « zone à *Oppelia aspidoides* OPP. » du Bathonien supérieur (Bradfordien) et à la « zone à *Macrocephalites macrocephalus* SCHL. »-Callovien inférieur.

Il résulte de ce rappel de travaux sur le Jurassique moyen des Bucegi, que cette partie du Jurassique était déjà connue au moment de mes recherches, et aussi bien comme stratigraphie que du point de vue de sa faune.

Dans le synclinal des Bucegi le Dogger affleure, à la base de la série jurassique du flanc W, comme un liséré étroit, à direction générale N-S; il se continue sans interruption sur environ 9 km, de Colțul Tătarului jusqu'au N de Valea Găuri. Ici, ce flanc W est masqué par les conglomérats cénomaniens transgressifs. Le même fait se constate aussi à l'extrémité S du liséré: Le Dogger est interrompu au S de Valea Tătarului par un lambeau de conglomérats cénomanien. Il revient cependant au jour plus loin vers le S, dans le même flanc des Bucegi, à Zănoaga-Lespezi, occupant la même situation.

Bajocien. Nous avons repris la coupe donnée par POPOVICI-HATZEG à Strunga, complétée par M. JEKELIUS dans la même région, et constaté la justesse des données de ces deux auteurs. Cette coupe est générale pour tout le versant W des Bucegi.

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA 60615

Il résulte, de nos études sur le terrain que, dans les Bucegi la série jurassique débute par un horizon de conglomérats quartzeux à petits éléments, à traces sporadiques de charbons formant parfois des lentilles, qui n'ont pas de valeur economique. L'épaisseur totale de ces conglomérats est au maximum de 5 m. Ils recouvrent en transgression le cristallin de la Leaota, qui plonge de 20—25° vers l'E. Ces conglomérats marquent nettement le début du premier cycle de sédimentation. Vers le haut, ils passent à un banc de grès calcaires bruns, épais d'un mètre et dépourvu de fossiles, auquel font suite les niveaux fossilifères de l'horizon moyen (P.-HATZEG).

P.-HATZEG et M. JEKELIUS, qui ont étudié en détail la riche faune de cet horizon, sont d'accord à lui attribuer un âge bajocien-bathonien inférieur.

L'attribution au Dogger des conglomérats de la base par P.-HATZEG et JEKELIUS est très juste, du fait du passage insensible de ces conglomérats aux couches fossilifères. Au contraire, leur parallélisme au Lias à « facies de Gresten » à charbons des environs de Codlea, par REDLICH et BERGERON, sur le simple motif de la présence des charbons n'est pas acceptable; il ne se justifie pas, ni du point de vue du facies pétrographique, ni de celui de la position stratigraphique: le facies de Gresten est en effet particulier au Lias inférieur, tandis que les conglomérats à charbons de Strunga sont étroitement liés à la base du Dogger. Les arguments paléontologique que nous présentons un peu plus loin, quand nous nous occuperons du Dogger de Piatra Craiului, nous font croire d'une manière très appuyée à l'âge bajocien inférieur de ces conglomérats à charbons de la base du Dogger de Strunga.

En ce qui concerne la présence des « calcaires ardésiens » à reste de plantes sur les pentes SE du Mont Strunga, cités par HERBICH et appartenant d'après lui au Lias, nous constatons d'abord qu'il s'agit de déterminations approximatives de fossiles; les plantes citées « rappellent » *Araucaria*, tandis que le Spirifer est « probablement » *Spirifer rostratus-canaliculatus*. D'autre part, sur ces pentes SE du Mont Strunga, les formations de base du Jurassique n'affleurent guère. Il en résulte que la supposition de HERBICH sur ces « calcaires ardésiens » des Bucegi peut être laissée close, surtout que tous les nombreux auteurs qui ont étudié la région, aussi bien avant qu'après lui, n'ont pas rencontré ces calcaires.

Bathonien-Callovien inférieur. Le banc à Ammonites des Bucegi, a été considéré par P.-HATZEG et par M. JEKELIUS comme représentant le Bathonien supérieur (« zone à *Oppelia aspidoides* OPP. ») et le Callovien inférieur (zone à *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH.). Il s'ensuit que l'entier complexe de couches compris entre les conglomérats doggeriens de la base et le banc à Ammonites inclusivement, complexe qui se laisse paralléliser aux « Couches de Klaus », doit être considéré comme représentant la série depuis le Bajocien inférieur jusqu'au Callovien inférieur compris.

Institutul Geologic al României

Les « Couches de Klaus » de Strunga ont été considérées par certains auteurs comme d'âge bathonien, en partant des Ammonites qu'elle renferme. Les horizons inférieurs au banc à Ammonites, offrent eux-aussi des fossiles, d'après lesquels ils ont été parallélisés, par P.-HATZEG d'abord, par JEKELIUS ensuite, au Bajocien et au Bathonien inférieur. Nous rappelons que P.-HATZEG a trouvé dans les bancs à Brachiopodes et Lamellibranches (inférieurs, comme je l'ai déjà dit, au banc à Ammonites), *Parkinsonia Parkinsoni* SOW., forme très caractéristique pour le Bajocien.

D'autre part, le banc supérieur à Ammonites a fourni à POPOVICI-HATZEG des formes comme *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH., *Belemnites hastatus* BLAINV., *B. calloviensis* OPP., etc., qui démontrent la présence du Callovien inférieur.

D'ailleurs, étant donnés les rapports de parfaite succession de toutes les formations depuis le Dogger jusqu'au Tithonique et le Néocomien, qui forment le flanc W des Bucegi, nous devons à priori admettre que, dans la série des formations de ce premier cycle de sédimentation mésozoïque, tous les étages, depuis le Dogger inférieur jusqu'au Barrémien inclusivement, y sont représentés. Du moment que nous sommes en présence de fossiles qui indiquent d'une manière indubitable la présence de certains étages, leur valeur ne doit plus être contestée.

Callovien supérieur. Nous avons fait remarquer, dans la partie historique introductive, que M. JEKELIUS a distingué dans la partie supérieure du banc à Ammonites, trois horizons, dont l'ordre de succession est le suivant:

I. Un horizon inférieur de marnes grises.
II. Un horizon moyen de calcaires siliceux.
III. Un horizon supérieur de jaspes.

En se basant sur la faune récoltée dans les premiers deux horizons, comme aussi sur leur position stratigraphique, M. JEKELIUS a attribué leur ensemble au Callovien supérieur et à l'Oxfordien.

Il a noté (30, p. 58) que l'horizon inférieur lui a offert, à Poiana Ţapului (au-dessous de la crête Strunga-Gaura), des formes comme: *Phylloceras flabellatum* NEUM., *Ph. demidoffi* ROUSS. (= *disputabile* ZITT.), *Lytoceras adeloides* KUD., *Oppelia sp.*, *Perisphinctes sp.*, *Macrocephalites sp.*, *Rhynchonella voutensis* OPP., *Terebratula sp.*, formes qui appartiennent au Callovien.

L'horizon moyen, où des phénomènes de silicification commencent déjà à apparaître, a fourni à l'auteur une riche faune de Crinoïdes, qu'il attribue à l'Oxfordien. Quant à l'horizon supérieur, celui des jaspes, il n'a pas fourni de macrofaune.

Etant donnée cette constitution, nous pouvons conclure que l'horizon calcaire à phénomènes de silicification, à faune oxfordienne et des lentilles

Institutul Geologic al României

et des couches de jaspes à la partie supérieure, s'individualise en horizon distinct par rapport à l'horizon inférieur de marnes grises à faune callovienne. C'est donc un bon argument pour attribuer à l'horizon de marnes grises un âge callovien supérieur, et de le considérer — du fait de sa situation à la partie supérieure des Couches de Klaus — comme terminant la série doggerienne de Strunga.

Quant à l'horizon où les nodules siliceux commencent à apparaître, et à l'horizon supérieur à jaspes, nous les considérons comme oxfordiens et comme marquant le début du Malm. Nous verrons plus tard que la situation occupée sur d'autres points de notre région par l'horizon à nodules siliceux, et à jaspes concorde avec cette manière de voir.

En dehors du flanc W du synclinal, le Dogger n'affleure plus dans la portion des Bucegi que nous avons étudiée.

En plus d'un endroit, autant dans le synclinal des Bucegi que dans celui de Piatra Craiului, on constate l'absence des Couches de Klaus dans la base de la série jurassique; dans ces endroits, l'horizon à jaspes arrive au contact direct du fondement cristallin. Le fait est dû aux mouvements tectoniques qui ont provoqué le laminage local des assises de la base de la série jurassique. Sur certains points, ces mouvements ont déterminé la suppression des jaspes eux-mêmes et amené les calcaires tithoniques en contact direct avec le cristallin.

Ces constatations peuvent être utilisées dans l'interprétation de certains questions d'ordre tectonique. Ainsi, la série de base du Dogger est développée tout le long du flanc occidental des Bucegi. Or, ceci est à considérer comme une preuve que ce flanc est resté en place; du moins, qu'il ne s'est pas sensiblement déplacé, au cours de ces mouvements, par rapport au soubassement cristallin.

Plus à l'E toutefois, à l'intérieur du synclinal, le long de la vallée supérieure de la Ialomița, là où sur la carte on remarque une faille N-S, les lambeaux calcaires du versant gauche de la Ialomița s'appuyent le long de cette faille sur le cristallin par l'intermédiaire des jaspes seulement. Le fait est très évident sous les calcaires tithoniques en face de Valea Horoabei, montrant à leur base l'horizon siliceux recouvrant directement le cristallin.

Il en est de même des calcaires de Cheia Tătarului, qui n'offrent pas non plus dans leur base les Couches de Klaus. La disparition de cette série est certainement due au laminage subi par le Jurassique moyen le long de cette faille.

Plus au S cependant, dans les défilés de la Zănoaga, la faille de la vallée de la Ialomița disparaît, tandis que le Tithonique de Zănoaga-Lespezi se développe beaucoup, en passant aussi à gauche de cette vallée.

Avant l'entrée des défilés de la Zănoaga, la Société « Electrica » a fait faire des sondages en vue des études pour la construction d'un barrage dans la

Institutul Geologic al României

vallée de la Ialomița. Tous ces sondages, emplacés dans le grès crétacé supérieur et les conglomérats cénomaniens, ont pénétré — à 50 m au maximum — dans les calcaires tithoniques, au-dessous desquels ils ont traversé les jaspes, puis le complexe des Couches de Klaus ayant à leur base l'horizon de conglomérats. Au-dessous de ceux-ci, on a trouvé le cristallin.

Il s'ensuit que le Dogger a été conservé, au-dessous des calcaires tithoniques et des jaspes, au tant que les laminages le long de failles ou les décollements locaux n'y sont intervenus.

MALM (OXFORDIEN—KIMERIDGIEN—TITHONIQUE)

Dans la région que nous avons étudiée, appartiennent à cette division les formations suivantes:

1. Les calcaires à nodules siliceux et à faune oxfordienne, ensemble avec les couches de jaspes de leur partie supérieure.
2. Les couches kimméridgiennes à *Aspidoceras acanthicum* Opp.
3. Les calcaires tithoniques récifaux, massifs.

L'horizon à nodules siliceux a été pour la première fois constaté dans les Bucegi par P.-Hatzeg (78, coupe p. 67, texte p. 72). L'auteur distingue à la base des calcaires tithoniques deux horizons: l'un inférieur, de marnes roussâtres silicifiées, et un autre supérieur, de marnes verdâtres à nodules siliceux. Les deux horizons sont attribués par cet auteur au Tithonique inférieur.

Comme nous avons vu, c'est M. Jekelius qui a distingué à la partie supérieure du banc à Ammonites, bathonien-callovien inférieur, les trois horizons: des marnes grises à faune callovienne, celui des calcaires rouges silicifiés à faune oxfordienne et les jaspes supérieurs. Nous avons également noté l'âge callovien-oxfordien attribué par l'auteur à cet ensemble. Etant donné que ces horizons sont bien individualisés, que les faunes qu'ils offrent sont distinctes, de l'un à l'autre, nous considérons les calcaires à nodules siliceux et les jaspes de leur toit comme oxfordiens. Sur le terrain, les jaspes sont très constants à la base des calcaires tithoniques même là où les séries inférieures du Dogger ont été supprimées par laminage; de cette façon, la connexion de l'Oxfordien avec le Malm apparaît normale.

Nous avons aussi montré que c'est encore M. Jekelius qui a trouvé dans la région les Couches à *Aspidoceras acanthicum* Opp., kimeridgiennes (28).

Dans un travail ultérieur (30 d), il a décrit une série de 40 fossiles récoltés dans cet horizon assez mince, consistant en un calcaire marneux noduleux (Knollenkalk), gris ou roussâtre, riche en Ammonites, et dans lequel les concrétions siliceuses abondent parfois.

Institutul Geologic al României

Parmi les formes citées par M. JEKELIUS, quelques-unes sont caractéristiques pour le Kiméridgien:

Aspidoceras acanthicum OPP.
» *pressulum* OPP.
» *aletenense* d'ORB.
Phylloceras polyplocum BENECKE
» *manfredi* OPP.
Phylloceras isotypum BENECKE
Lytoceras polyplocum NEUM.
Haplocerus gyalar OPP.
Perisphinctes acer d'ORB.

Quant aux calcaires tithoniques, la formation la plus caractéristique de la série jurassique et la plus développée dans la région, atteignant dans les Bucegi 300—350 m, et bien plus dans Piatra Craiului, ils ont, du fait même de ce développement, attiré dès le début l'attention des auteurs. L'âge que les anciens auteurs leur attribue, ne correspond point aux faits. Comme nous l'avons déjà noté, en 1833 AMI BOUÉ (1) et LILL V. LILIENBACH (42), considèrent ces calcaires tithoniques comme du Crétacé inférieur, et, en 1855, ANDRAE (3) les rapporte au Lias.

C'est en 1860 seulement que leur vrai âge tithonique fut démontré, par V. HAUER et par MESCHENDÖRFER. En particulier, MESCHENDÖRFER (52) récoltait dans ces calcaires, (dans Valea Ialomiței), trois formes de Brachiopodes caractéristiques pour le Jurassique supérieur, à savoir: *Terebratula nucleata* SCHL., *T. substriata* SCHL., et *Rhynchonella lacunosa* SCHL. sp.

Dans la suite, HERBICH (20) reprenant l'étude de ces calcaires, les attribue au Jurassique supérieur, et distingue à leur base les neuf horizons de la série jurassique des Bucegi. Les échantillons d'*Aptychus lamellosus* MÜNST. que HERBICH a récoltés dans un horizon de calcaires marneux schisteux, immédiatement au-dessous des calcaires tithoniques du Grohotișul, doivent, d'après les données actuelles, être considérés comme provenant de l'horizon à *Aspidoceras acanthicum* OPP. HERBICH cite également dans les calcaires massifs tithoniques des restes de Gastropodes, de Diceras, etc.

POPOVICI-HATZEG précise sur sa carte (78) les contours des calcaires dans la région des Bucegi, et signale les erreurs de lever de la carte manuscrite de HERBICH, qui a servi de base pour la carte géologique publiée à l'occasion du millénaire du Royaume Hongrois. Ce fut P.-HATZEG encore qui signalait les erreurs de la carte géologique générale de la Roumanie, publiée par l'Ingénieur M. DRĂGHICEANU (9), lequel s'était servi pour la région des Bucegi également de la carte de HERBICH.

Il montrait par la même occasion que, sur la XV feuille de la carte géologique de la Roumanie publiée par le « Bureau Géologique », sont marqués d'une façon erronnée deux lambeaux de Tithonique dans le plateau des Bucegi. Il montre que ces lambeaux se trouvent en réalité bien plus à l'E, tout près de Sinaia: ce sont les deux klippes jurassiques, de S-ta Ana et de Piatra Arsă. Dans les calcaires de Piatra Arsă, P.-HATZEG cite *Hoplites chaperi* PICT., et

Institutul Geologic al României

H. carpathicus ZITT., démontrant par cette trouvaille la présence du Berriasien à la partie supérieure des calcaires tithoniques.

Sur sa carte, P.-HATZEG marquait avec la même couleur le Tithonique et le Néocomien, aussi bien dans les Bucegi, que dans la région de Dâmbovicioara et de Piatra Craiului. Dans son texte il motive ce point de vue par le fait que, le Néocomien (Berriasien-Valanginien-Hauterivien) est compris dans la même formation de calcaires récifaux, massifs, que le Tithonique.

M. JEKELIUS décrit en 1916 (30 c) une série de plus de 90 formes récoltées, par lui et par d'autres chercheurs, dans les calcaires récifaux massifs de toutes les zones calcaires des Carpates de l'E et du SE de la Transylvanie. Parmi ces formes, il y en a qui proviennent des calcaires tithoniques du synclinal de Braşov (Râşnov) et de Piatra Craiului.

Oxfordien. Comme position stratigraphique, cet étage est parfaitement encadré: à la partie inférieure par les marnes grises du Callovien supérieur, à la partie supérieure par le banc de calcaires marneux kimméridgiens à *Aspidoceras acanthicum* OPP. Cette situation, appuyée par la faune oxfordienne des calcaires siliceux, assure à ces formations un âge oxfordien à toute épreuve.

L'Oxfordien est un niveau très constant dans la région. Il s'y rencontre presque toujours soit sous forme de couches compactes de jaspes, soit sous forme de calcaires riches en silicifications à la base des calcaires tithoniques.

L'horizon à jaspes présente des couleurs soit rouges, soit verdâtres. Très souvent on trouve à la base du Tithonique un seul de ces horizons, soit les jaspes, soit les calcaires siliceux.

Les jaspes montrent au microscope de nombreux restes de spicules et de tests de Radiolaires indéterminables spécifiquement.

En dehors du flanc occidental des Bucegi, où l'Oxfordien affleure intercalé entre le Dogger et la base du Tithonique ou les Couches à « *acanthicum* », il affleure aussi à la base des lambeaux tithoniques le long de la faille de la vallée supérieure de la Ialomiţa.

L'Oxfordien se rencontre sous la forme de couches compactes de jaspes rouges également dans la zone du flanc oriental du synclinal des Bucegi, à la base des deux écailles imbriquées jurassiques qui forment les klippes de S-ta Ana. Les Couches de Klaus ont été, dans les deux écailles, supprimées par le laminage tectonique subi.

Kimeridgien. Le Kimeridgien est représenté, ainsi qu'il a été établi par M. JEKELIUS, par un horizon qui ne dépasse pas deux mètres d'importance. Il est formé par des calcaires marneux noduleux rouges ou gris, compris entre les jaspes oxfordiens et les calcaires tithoniques du versant W de la crête Strunga-Poliţa. Sous le même faciès il affleure aussi à la base des calcaires

Institutul Geologic al României

tithoniques le long de la faille W-E, que nous avons marquée dans les calcaires de Vama Strunga.

Cependant, très souvent — et cela dans les deux synclinaux — cet horizon ne peut être indentifié; le fait arrive aussi en quelques points de la bande Strunga-Poliţa. D'ailleurs les affleurements du Kimeridgien ont une allure lenticulaire, et son absence locale est due aux mêmes laminages de couches déterminés par les mouvements orogéniques.

Tithonique. Les calcaires tithoniques récifaux, importants d'environ 300 m, constituent dans les Bucegi la majeure partie de la surface occupée par le Jurassique.

Leur aspect massif, les bancs puissants, leur couleur gris clair, l'absence générale de fossiles bien conservés — par-ci par-là à peine mis en relief par l'érosion sur les rochers — constituent les caractères généraux de cette formation, une des plus uniformes comme facies de toutes les formations sédimentaires de nos Carpates.

De nombreuses gorges creusées par les vallées dans leur masse, les nombreuses grottes, les parois escarpées marquées à la base par des éboulis, comme les autres phénomènes karstiques sont les caractéristiques essentielles des zones formées par ces calcaires; ils introduisent une note très particulières dans la beauté des paysages alpestres offerts par les Bucegi et par Piatra Craiului.

Les calcaires tithoniques occupent dans le flanc W des Bucegi la plus grande étendue, formant leur crête calcaire, comme aussi la plus grande partie de l'abrupt occidental entre Strunga et Poliţa. Au N de Poliţa, le Tithonique, comme l'entière série jurassique, disparaît sous les conglomérats cénomaniens.

A mesure qu'on s'avance au S de Poliţa, les calcaires tithoniques sortent de plus en plus de leur enveloppe de conglomérats, si bien qu'à partir de Peştera Ialomiţa, vers le S jusqu'à Valea Tătarului, ils forment dans la vallée de la Ialomiţa une bande large de 3 km environ, portant parfois des lambeaux de conglomérats cénomaniens menagés par l'érosion.

Au S de Valea Tătarului, un lambeau de Cénomanien interrompt la bande calcaire, qui réapparaît toutefois dans les crêtes de Lespezi et de Zănoaga.

Sur le flanc est des Bucegi, les calcaires tithoniques forment la plus grande partie de la klippe jurassique de Piatra Arsă-Sinaia.

NÉOCOMIEN

Cette division est représentée dans la région des Bucegi par les calcaires blancs berriasiens à *Hoplites chaperi* PICT. et *H. carpathicus* ZITT., comme aussi par la lambeau très réduit comme étendue de marnocalcaires de Poliţa, qui appartient au Néocomien pr. dit. (Valanginien-Hauterivien-Barremien).

Institutul Geologic al României

Berriasien. Dans les clippes calcaires de Piatra Arsă du flanc oriental des Bucegi, POPOVICI-HATZEG a prouvé, par sa trouvaille de *Hoplites chaperi* PICT. et de *H. carpathicus* ZITT., la présence du Berriasien à la partie supérieure des calcaires tithoniques de cette klippe. On observe cependant ici que les calcaires deviennent plus clairs à la partie supérieure. Dans le synclinal de Piatra-Craiului, on observe aussi — on le verra mieux au chapitre respectif — qu'à leur partie supérieure les calcaires tithoniques passent à une zone où les bancs sont de plus en plus minces, jusqu'à arriver à des calcaires blancs, en plaques de 15 à 20 cm d'épaisseur. Au-dessus de ces calcaires blancs, se développent les marnes néocomiennes qui — nous anticipons sur le chapitre suivant — sont bien distinctes de ces calcaires; nous attribuons ces calcaires au Berriasien et ils peuvent être séparés sur la carte comme tels.

On rencontre une difficulté dans le lever, en ce qui concerne la limite inférieure des calcaires berriasiens, leur passage au Tithonique étant insensible. C'est de ce fait que nous n'avons pas eu la possibilité de les séparer par une limite nette. Nous répétons cependant que le Néocomien proprement dit., par son facies marneux distinct, peut être très bien séparé des calcaires.

La représentation par la même couleur, sur la carte de P.-HATZEG, du Tithonique et du Néocomien n'est pas d'ailleurs justifiée. Quoiqu'il en soit, dans le synclinal des Bucegi, en particulier, le fait n'a pas un grand inconvénient, étant donné que le Néocomien n'y est représenté que par des lambeaux très réduits.

Néocomien marneux ammonitique (Valanginien, Hauterivien, Barrémien). Dans la région des Bucegi, le Néocomien marneux a été pour la première fois décrit par MESCHENDÖRFER (52), qui a découvert — au-dessus des calcaires de Poliţa — un lambeau de marnes néocomiennes fossilifères. Plus tard, M. JEKELIUS (28) décrivait de ces marnes les fossiles suivants:

Phylloceras infundibulum d'ORB.
Haploceras grassi d'ORB.
Lytoceras subfimbriatum d'ORB.
Aptychus didayi COQ.
Aptychus rectecostatus JEK.
Belemnites dilatatus BLAINV.
» *sp.*
Rhynchonella sp.
Cidaris sp.

L'identité entre ces marnes et celles des environs de Braşov ne peut pas être mise en doute.

Les marnes néocomiennes, réduites à Poliţa à un petit lambeau d'environ 10 m d'épaisseur, se développe en continuité de sédimentation avec les calcaires tithoniques-berriasiens, étant recouvertes en transgression par les conglomérats de Bucegi. La majorité des fossiles cités de ces marnes se retrouve dans la liste des fossiles trouvés dans la dépression de Dâmbovicioara, où le Néocomien est typiquement développé. Dans ce lambeau l'on devrait donc

Institutul Geologic al României

trouver représentés tous les étages du Néocomien tels qu'ils existent dans le Néocomien du bassin de la Dâmbovicioara.

Des six formes citées par M. JEKELIUS, trois ont été retrouvées par M. SIMIONESCU (100), dans le bassin de Dâmbovicioara, les présentant comme appartenant à l'Hauterivien; l'une — *Lytoceras subfimbriatum* — est citée comme barrémienne, tandis que *Aptychus didayi* COQ. est une forme valanginienne.

Le Néocomien ferme dans les Bucegi la série sédimentaire du premier cycle.

La faible extension des marnes néocomiennes est l'une des preuves les plus importantes que le dépôt des conglomérats cénomaniens a été précédé par une époque d'intense érosion. L'interruption de la sédimentation à la fin du Barrémien a été déterminée par les mouvements orogéniques mésocrétacés, dont nous verrons l'importance plus loin.

LES DÉPÔTS DU PREMIER CYCLE DE SÉDIMENTATION DANS LE SYNCLINAL DE PIATRA CRAIULUI

Dans le synclinal de Piatra Craiului, la surface occupée par les formations sédimentaires du premier cycle est bien plus étendue que celle occupée par les dépôts du deuxième cycle.

Les calcaires tithoniques étant la formation la plus développée de ce synclinal, son aire d'extension est plus étendue que celles des autres formations. Le conglomérat cénomanien, qui dans les Bucegi représente la formation la plus puissante, ne se trouve dans Piatra Craiului qu'en lambeaux au-dessus du Tithonique, ou bien sur les marnes néocomiennes, ou directement sur le cristallin. Les formations sédimentaires de la base de la série tithonique-néocomienne se trouvent, comme dans les Bucegi, représentés sporadiquement à la base des calcaires tithoniques, mais souvent elles y font défaut.

a) LE DOGGER DU FLANC W DU SYNCLINAL DE PIATRA CRAIULUI—PIETRICICA

En général, les études sur le Dogger de cette région sont plus sommaires que celles qui ont été publiées sur celui des Bucegi. Et, en effet, l'abrupt occidental de Piatra Craiului où ce complexe est représenté est bien moins accessible, autant du fait de sa situation géographique, que des grandes nappes d'éboulis accumulées justement à la base de cet abrupt et qui empêchent l'observation.

La première relation géologique sur les pentes W de Piatra Craiului se trouve dans le travail, de 1833, dû a LILL VON LILLIENBACH (42); cet auteur note que sous les calcaires de la crête de Piatra Craiului, dans les contreforts occidentaux de la montagne, apparaît la série cristalline.

Institutul Geologic al României

HAUER et STACHE (15) considéraient l'entière masse calcaire de Piatra Craiului comme uniquement formée par les calcaires tithoniques (op. cit., p. 274).

Dans le travail posthume de HERBICH (27), paru en 1888, on trouve le passage suivant: « dans les côtes SW de Piatra Craiului, dans le bassin supé- « rieur des sources de la Dâmbovița, au-dessus des schistes cristallins, se trouve « un calcaire d'un rouge foncé, stratifié en couches minces, qui ressemble « parfaitement au calcaire de Hallstatt des Monts Perșani, près de Vargyas, « et à celui de Nagy Haghymas, dans le pays des Secoui et qui, comme ces « derniers, contient des fragments de Crinoïdes. Au-dessus de ce calcaire, se « trouvent des couches qui certainement appartiennent au Lias, comme celles « de Neustadt, Volkendorf et Holbach » (respectivement, Cristian, Vulcan et Holbav).

Cette appréciation, erronnée comme l'a montré P.-HATZEG, a occasionné l'erreur consignée par la carte géologique hongroise (dite du Millénaire), comme aussi par la carte de M. DRĂGHICEANU de 1890, de marquer deux bandes étroites et parallèles de Trias et de Lias au-dessous des calcaires de Piatra Craiului, depuis l'ancienne frontière jusqu'au Mont Speriata.

En 1897, TOULA (111) affirme qu'il n'a pas retrouvé ici le Trias et le Lias notés par HERBICH; il trouvait par contre dans Valea lui Ivan, au-dessous de la crête occidentale de Piatra Craiului, de grands blocs de calcaires oolithiques à *Posidonomya*, probablement *P. alpina* GRAS, qui indique la présence à cet endroit du Jurassique moyen.

Nous devons signaler d'avoir remarqué, dans l'ancienne collection du Laboratoire de Géologie de l'Université de Bucarest, un échantillon de calcaire marneux provenant de Piatra Craiului, plus précisément de cette même Valea lui Ivan; cet échantillon, qui a été récolté en 1884 par GR. STEFĂNESCU, montre de nombreuses empreintes de *Posidonomya alpina* GRASS., non déterminée. GR. STEFĂNESCU n'a jamais pubiic cette information.

En 1898, aussi bien M. SIMIONESCU que POPOVICI-HATZEG soulignent dans leurs travaux de thèse l'absence du Trias et du Lias marqués par HERBICH. P.-HATZEG croit que le calcaire rouge, attribué par HERBICH au Trias de Hallstatt, est le même que ceux de Gruiul Lupului, considérés par lui comme oxfordiens.

Sur la carte annexée à son travail de thèse, P.-HATZEG ne marque en aucun endroit, sous les calcaires tithoniques de Piatra Craiului, l'Oxfordien qu'il reconnaissait dans ces calcaires rouges; mais il marque l'Oxfordien fossilifère de Gruiul Lupului.

De même, dans la coupe présentée à travers Piatra Craiului (79, p. 85), il marque les calcaires tithoniques s'appuyant directement sur le cristallin.

M. JEKELIUS (32) donne la coupe suivante de Piatra Craiului, dans la portion entre Tămaș et Bârsa Fierului, se trouvant d'ailleurs en dehors des limites de notre carte:

Institutul Geologic al României

Le cristallin, est surmonté par les grès du Dogger qui ont une grande épaisseur; au-dessus des grès suivent les marnes grises calloviennes à *Posidonomya alpina* GRASS., surmontées par les bancs minces des calcaires rouges et gris, marneux et à concretions stratifiées de jaspe; enfin, terminant la série, les calcaires tithoniques-néocomiens de Piatra Craiului. A l'extrémité N du flanc W de Piatra Craiului, sous Dealul Mic, l'auteur cite, au-dessous du Tithonique, un banc à Ammonites (op. cit., p. 173), offrant des formes identiques à celles du banc à Ammonites des Couches de Klaus de Strunga. Egalement à Dealul Mic, il cite, immédiatement au dessous des calcaires tithoniques, la présence du calcaire rouge noduleux, développé sous une grande épaisseur, et qui correspond d'après lui aux Couches à *Aspidoceras acanthicum* OPP.

Au cours de nos recherches sur le versant W de Piatra Craiului, depuis Petricica au S, et jusqu'au-dessous du sommet « La Om » de Piatra Craiului au N, nous avons rencontré (65), là où la base de l'abrupt n'est pas recouverte par des éboulis, les différents horizons de la base de la série jurassique; ils sont surtout développés au S de la crête de Piatra Craiului, sous Petricica, où les horizons en question affleurent sur une étendue plus grande.

Ainsi, à la base de Pietricica, au SW du sommet de ce nom, entre les sources de Valea cu Ulucile et Gruiul Mirei; on peut suivre sur un longueur de 600 m la succession suivante:

Au-dessus du cristallin, on constate d'abord une zone de 4—6 m de conglomérats formés par de petits éléments (1—2 cm de diamètre) de schistes cristallins (chloritoschistes), quartz et par des debris de roches calcaires. Le ciment en est calcaire. Ce conglomérat est très compact et dur; au microscope on remarque dans le ciment de nombreux restes de plantes et des fragments de Lamellibranches. Nous y avons recolté une Belemnite, présentant un sillon le long du rostre; il s'agit d'un caractère propre aux Bélemnites doggeriennes; celles du Lias sont dépourvues de sillon, sauf *B. irregularis*, chez lequel le sillon est confiné au sommet du rostre.

D'après ce rostre de *Bélemnite*, et d'après la situation stratigraphique de ces conglomérats, nous les avons dès le début considérés comme appartenant au Bajocien inférieur; ils occupent la même position que ceux de la base du Dogger de Strunga, la seule différence étant dans leur nature plus calcaire. Les charbons, qui apparaissent en lentilles dans les conglomérats de Strunga, font défaut dans les conglomérats de Pietricica.

La direction générale de ces conglomérats est N 20° E; ils plongent de 20° vers l'E.

Ces conglomérats de base passent insensiblement à leur partie supérieure à un horizon de grès gris-noirâtres, calcaires, compacts et durs, uniformément développés sur une épaisseur de 4—6 m. Ces grès peuvent être comparés

Institutul Geologic al României

comme facies pétrographique aux grès calcaires bruns sans fossiles de la base du complexe doggerien de Strunga, et attribués — ensemble avec les conglomérats — au Bajocien.

Au-dessus des grès, et en concordance, suit un complexe de couches uniformément constituées par des marnes calcaires grises, en bancs minces de 8—10 cm. Ces marnes contiennent très fréquemment des empreintes de *Posidonomya*

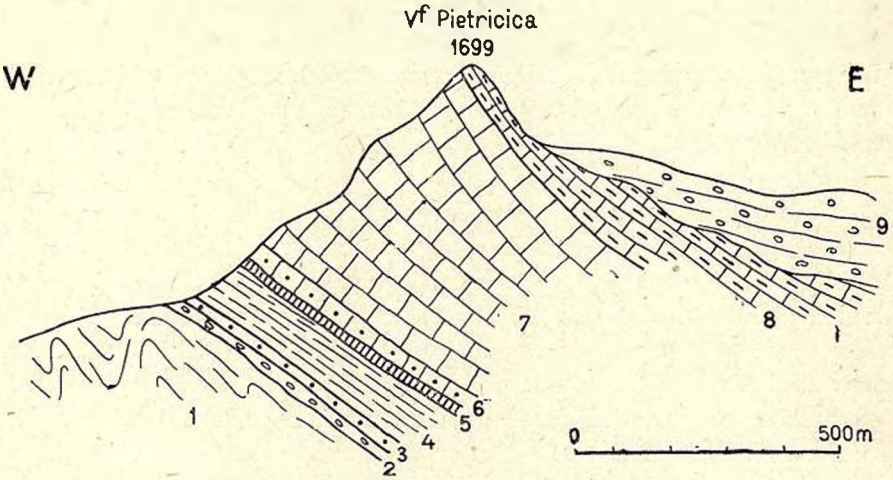


Fig. 3. — Coupe du versant W de Piatra Craiului (à Pietricica).

1. Cristallin type de la Leaota.	
2. Conglomérats	Dogger
3. Grès	Dogger
4. Marnes à *Pos. alpina* GRAS	Dogger
5. Jaspes	Oxfordien.
6. Calcaires à *Asp. acanthicum* OPP.	Kimeridgien.
7. Calcaires récifaux	Tithonique.
8. Calcaires blancs en plaquettes	Berriasien.
9. Conglomérats	Cénomanien.

alpina GRAS., et sont identiques aux couches affleurant plus au N dans Valea lui Ivan, mentionnées d'abord par FR. TOULA comme des blocs.

Nous n'avons pas trouvé dans ces couches, ni en intercalations, ni à leur partie supérieure, le banc à Ammonites indiqué par M. JEKELIUS à Strunga et la terminaison N de Piatra Craiului.

L'épaisseur totale, dans la Pietricica, de l'horizon de marnes calcaires à *Posidonomya alpina* GRASS. est d'environ 35 à 40 m.

Cet horizon nous a fourni les fossiles suivants:

Posidonomya alpina GRAS
Perisphinctes transylvanicus SIM.
Laevilamellaptychus xestus TRAUTH
Belemnites hastatus BLAINV.
Phylloceras sp.
Pecten sp.

Institutul Geologic al României

Parmi ces formes, *Perisphinctes transylvanicus* SIM. et *Belemnites hastatus* BLAINV. ont été décrits — par P.-HATZEG et SIMIONESCU — aussi du banc à Ammonites du Bathonien-Callovien inférieur de Strunga; ceci montre qu'au moins en partie les marnes à *Posydonomya alpina* sont synchrones du banc ammonitique de Strunga.

Laevilamellaptychus xestus se trouve, d'après TRAUTH (112), dans la partie supérieure du Dogger (« zone à *Quenstedticeras lamberti, Peltoceras athleta* et *Reineckia anceps* »), correspondant au Callovien supérieur.

La plus intéressante de ces formes, par rapport au facies où elle se trouve, c'est toutefois *Posidonomya alpina* GRASS., qui se rencontre fréquemment dans tout cet horizon marneux gris. Ce fossile est, dans les Alpes septentrionales, caractéristique pour une série de marnes développées depuis la base du Dogger jusqu'à la partie supérieure du Callovien (90, p. 373). Les marnes calcaires à *Posidonomya alpina* GRASS., peuvent être comparées comme position stratigraphique aux marnes alpines, à une différence près: dans Piatra Craiului ces marnes n'apparaissent pas dès la base de la série transgressive du Dogger, comme dans les Alpes, cette transgression débutant ici par les grès et les conglomérats de base; mais la base des marnes peut toutefois y être déjà du Bajocien inférieur.

A la partie supérieure des marnes calcaires, se trouve un horizon, épais de deux mètres au maximum, de marnes silicifiées et de jaspes et qui représentent ici l'horizon bien connu des jaspes oxfordiens.

Au-dessus des jaspes, suit un horizon tout aussi mince de calcaires rouges noduleux, correspondant comme position et comme facies aux Couches à *Aspidoceras acanthicum* OPP., trouvé par M. JEKELIUS dans les Bucegi et le N de Piatra Craiului. A noter que, dans la région de Piatra Craiului aussi, ce Kimeridgien à « *acanthicum* » a été souvent supprimé par les laminages dus aux mouvements tectoniques.

Enfin, la partie supérieure de la série jurassique est formée par les calcaires tithoniques bien connus, calcaires récifaux, massifs, atteignant dans Piatra Craiului une épaisseur d'environ 800 m.

b) LE DOGGER DE VALEA LUPULUI

Au N de Rucăr, à 3 km environ, dans Valea Lupului — tributaire de gauche de Râușoru — on rencontre un calcaire rouge présentant des articles de Crinoïdes et de nombreux autres restes fossiles, en particulier des Ammonites. Ces formes ne peuvent être extraites qu'avec difficulté de la masse de la roche. Les calcaires ont à leur base un horizon de conglomérats à éléments calcaires et de schistes cristallins.

Les calcaires rouges ont été pour la première fois envisagés comme facies distinct par M. SIMIONESCU (94), qui les considère en 1897 comme plus

Institutul Geologic al României

anciens que les calcaires tithoniques. Dans un autre travail (97), il attribue ces calcaires au C a l l o v i e n.

Dans son travail de thèse (100), nous trouvons (p. 17 et 18) une liste des fossiles recoltés dans ces calcaires à crinoïdes. La même année, M. SIMIONESCU publiait dans un mémoire (101) ses résultats sur la faune de cet endroit.

De la description qu'il présente dans les deux travaux, il résulte que la coupe de Valea Lupului est la suivante:

α) Sur le cristallin, repose un complexe basal, qui se subdivise en deux horizons:

un horizon inférieur conglomératique, contenant des fragments de coquilles de Lamellibranches mêlés sans ordre à des restes de Brachiopodes, des piquants d'Oursins, articles de tiges de Crinoïdes, etc.,

et un horizon supérieur fossilifère qui a fourni la majorité des Ammonites décrites par M. SIMIONESCU, Ammonites qui sont très souvent recouverts par une croûte ferrugineuse.

β) Au complexe basal, fait suite une horizon de calcaires siliceux, compacts, jaunâtres ou gris clair, bien stratifiés et traversés par de minces veines de quartz; dans ces calcaires, on ne remarque par des restes de fossiles.

γ) A la partie supérieure, on trouve un horizon formé par des calcaires sableux à aspect oolithique, rougeâtres, et présentant des veines de calcite Les fossiles récoltés dans cet horizon sont mal conservés, et n'ont pu être déterminés spécifiquement.

M. SIMIONESCU fait remarquer l'impossibilité de suivre la coupe jusqu'au contact des calcaires tithoniques, du fait des pâturages qui recouvrent la région.

La faune recueillie dans l'horizon supérieur du complexe basal forme l'objet de la monographie paléontologique citée.

Dans le tableau de répartition verticale et horizontale des Céphalopodes trouvés, on remarque, parmi les 24 formes spécifiquement déterminées, deux qui apparaissent dans le Bathonien et qui sont représentées aussi dans le Callovien. Deux autres espèces, passent du Callovien dans l'Oxfordien, tandis que sept d'entre elles sont particulières au Callovien. Trois de ces formes sont communes avec le banc à Ammonites de Strunga. A ces formes, il faut ajouter aussi *Belemnites hastatus* BLAINV. recolté aussi à Strunga par P.-HATZEG.

Sur la base de ces données, et sur celles fournies par la répartition des autres fossiles, en particulier des Lamellibranches et des Brachiopodes, M. SIMIONESCU attribue les calcaires de Valea Lupului au C a l l o v i e n, plus spécialement au deux zones de la partie inférieure de cet étage, « zone à *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. » et « zone à *Peltoceras athleta* PHILIPS. ».

Dans une note préliminaire datant de 1898 (76), puis dans son travail de thèse (78, p. 77 et suiv.), P.-HATZEG étudie les mêmes calcaires rouges de Valea Lupului, en présentant la coupe suivante:

Institutul Geologic al României

A la base, au-dessus des schistes cristallins, des calcaires d'un rouge foncé.

Au-dessus, un niveau de passage formé par un calcaire à peine teinté de rouge, et contenant des silex.

Puis, un horizon de calcaires blancs gris et, enfin, au-dessus, les calcaires massifs tithoniques.

Dans le premier horizon l'auteur distingue, à la base des calcaires rouges, un niveau inférieur reposant directement sur les schistes cristallins et qui renferme des éléments de celui-ci.

La faune récoltée par POPOVICI-HATZEG provient de l'horizon de calcaires rouges de la base du complexe.

Comme on le remarque facilement, il n'y a, entre les résultats de M. SIMIONESCU et ceux de P.-HATZEG, aucune différence en ce qui concerne la succession stratigraphique montrée par la coupe de Valea Lupului.

Une différence existe cependant, qui concerne l'âge que ces auteurs attribuent aux calcaires rouges.

De ce niveau de calcaires rouges, P.-HATZEG cite 13 formes fossiles, dont certaines se retrouvent sur la liste donnée par M. SIMIONESCU. En partant cependant de la présence de *Phylloceras tortisulcatum* d'ORB., décrite par MUNIER-CHALMAS de l'Oxfordien inférieur de la Voulte (Ardèche-France), et de celle de *Phylloceras antecedens* POM., connu dans le Callovien supérieur de l'Allemagne, mais qui, à la Voulte, se trouve aussi dans l'Oxfordien inférieur, P.-HATZEG considère ces calcaires rouges comme d'âge oxfordien inférieur.

En ce qui regarde les Brachiopodes, POPOVICI-HATZEG remarque qu'il s'agit de formes rappelant le Callovien de Vils et de Babierzowka (Galicie), mais que ce sont des espèces probablement nouvelles, et qui ont relativement moins de valeur dans l'établissement de l'âge.

Nous rappelons que les fossiles cités par les deux auteurs, proviennent de l'horizon de calcaires rouges de la partie inférieure du complexe.

Nous rappelons aussi que cet horizon se présente comme très caractéristique: des calcaires très compacts et durs, dont il est impossible d'obtenir des échantillons entiers. Très abondants et particuliers sont les articles de tiges de Crinoïdes, dont la section apparaît sur chaque cassure. Les affleurements de ces calcaires sont cependant très rares. Dans le contrefort W de Gruiul Lupului, ils apparaissent jusqu'à mi-côte sous forme de blocs mélangés avec ceux des conglomérats de base. Plus bas on n'y remarque d'autre chose que des blocs de schistes cristallins.

Pour trouver en place les calcaires rouges, il faut remonter Valea Lupului, dont le cours inférieur est établi uniquement dans les schistes cristallins, jusqu'au confluent des deux vallons marqués sur la carte 1 : 20.000 au début de cette vallée; c'est à cet endroit que l'on trouve une coupe correspondant à celle présentée par M. SIMIONESCU et par P.-HATZEG.

Institutul Geologic al României

En ce qui concerne l'âge des calcaires rouges, nous devons reconnaître que les arguments produits par M. SIMIONESCU en faveur d'un âge callovien sont des plus convainquants; il ressort en effet du tableau de répartition verticale des Céphalopodes étudiés que, en majorité, ce sont des formes calloviennes. Quelques-unes se trouvent dans l'Oxfordien, mais il s'agit d'espèces qui débutent dans le Callovien, où elles offrent aussi un grand développement. D'ailleurs, elles existent également dans le banc à Ammonites de Strunga attribué par P.-HATZEG lui-même au Bathonien supérieur-Callovien inférieur. *Phylloceras mediterraneum* NEUM. apparaît du reste dans le Bathonien.

Les Lamellibranches et les Brachiopodes, cités par M. SIMIONESCU, sont aussi intéressants et militent également pour un âge callovien. On doit relever la présence de *Posydonomya alpina* GRAS, qui se rencontre partout dans le Dogger, mais ne passe pas dans l'Oxfordien. Cette espèce peut servir à paralléliser le Dogger de Piatra Craiului, où elle abonde, à celui de Valea Lupului, bien qu'ici elle n'y soit représentée que par deux échantillons.

En comparant la liste de Lamellibranches et de Brachiopodes décrits par M. SIMIONESCU de Valea Lupului, à ceux des couches doggeriennes de Strunga, nous avons remarqué plusieurs formes communes avec celles du banc à Ammonites citées par M. JEKELIUS: *Rhynchonella defluxoides* UHL., *Terebratula dorsoplicata* SUESS, *Waldheimia delmontana* OPP., *Pecten demissus* ROEM., *Hinnites sublaevis*, cité aussi par HERBICH à Strunga, et *Lima pectiniformis* SCHL., citée par HAUER.

En partant de ces considérations, nous estimons que l'on peut attribuer un âge callovien aux calcaires rouges fossilifères de Valea Lupului.

Dans ce cas, le niveau de conglomérats de la base de ces calcaires, correspondant au début de la transgression dans l'ancien golfe de Gruiul Lupului, doit représenter une zone stratigraphique inférieure, probablement bathonienne-callovienne inférieure.

Si nous comparons la coupe de Valea Lupului à celle de Strunga, le niveau des calcaires rouges fossilifères pourrait être parallélisé à l'horizon des marnes grises situées au-dessus du banc à Ammonites de Strunga, que nous avons considéré, en nous rapportant aux relations stratigraphiques, comme étant d'âge callovien supérieur. Il s'ensuit que le niveau conglomératique de Valea Lupului est syncrone avec le banc à Ammonites, bathonien supérieur-callovien inférieur, de Strunga.

Les calcaires à nodules siliceux de Valea Lupului peuvent être parallélisés aux horizons des calcaires à nodules siliceux et aux jaspes, que nous avons attribués à l'Oxfordien; tandis que les calcaires blanc-gris marneux, pourraient être parallélisés au niveau des marnes calcaires kiméridgiennes de Strunga.

D'après ces considérations, on peut admettre que le dépôt du premier cycle a commencé au N de Rucăr un peu plus tard que dans le reste de la

Institutul Geologic al României

région, par une pénétration en golfe de la mer jurassique pendant le Bathonien supérieur. La sédimentation s'est ensuite poursuivie normalement comme dans le reste du synclinal.

Nous avons montré jusqu'à présent le mode de présentation du Dogger le long du flanc W du synclinal de Piatra Craiului, aussi bien sous la crête tithonique, que dans la région au N de Rucăr, dans Valea Lupului. On a pu voir que le série jurassique débute dans les deux endroits par des conglomérats de base, qui marquent le début d'une transgression.

La présence d'un Dogger complet le long de Piatra Craiului montre bien que le flanc W de ce synclinal n'a pas été de beaucoup déplacé par rapport à son fondement cristallin, au cours des différents mouvements tectoniques.

c) LE DOGGER DU FLANC ORIENTAL DU SYNCLINAL DE PIATRA CRAIULUI

Dans le flanc oriental, la situation est différente de celle du flanc W. Comme nous le verrons en détail en nous occupant de la tectonique de la région, du fait des poussées venant du NW, les dépôts sédimentaires du synclinal se sont localement décollés de leur substratum cristallin; ce décollement a été suivi d'un certain glissement vers l'E, qui s'est traduit par une suppression par laminage de l'entière série doggerienne, à la base des jaspes et des calcaires tithoniques. On s'explique ainsi pourquoi, tout le long de ce flanc, là bien entendu où les éboulis ou la forêt n'empêchent pas l'observation, on ne remarque plus les couches doggeriennes du flanc W de Piatra Craiului.

Dans un seul endroit, à savoir sur le sentier entre Poiana Zăbavei et Poiana la Lac, j'ai rencontré des conglomérats quartzeux compacts et durs, du genre des conglomérats doggeriens de Strunga. Ils apparaissent certainement sous les calcaires tithoniques de l'endroit, mais la forêt empêche de voir si, le reste de la série s'est conservée; nous soupçonnons toutefois qu'il a été supprimé ici aussi, comme la série entière d'ailleurs en tous les autres endroits de ce flanc oriental.

d) LE DOGGER À L'INTÉRIEUR DU SYNCLINAL DE PIATRA CRAIULUI

A l'intérieur du synclinal, le Dogger n'affleure qu'en deux endroits dans la partie N, à la base des calcaires tithoniques qui sortent de leur couverture de conglomérats cénomaniens. Dans les deux pointements, situés, l'un dans la vallé du Moeciu supérieur, l'autre au confluent de Valea Coacăzei, le Dogger vient en connexion avec deux failles N-S, le long desquelles apparaît aussi le fondement cristallin.

Institutul Geologic al României

Affleurement du Moeciu supérieur. A la sortie de cette vallée des gorges qu'elle s'est formé dans les calcaires tithoniques, on rencontre les schistes cristallins qui sont plus développés sur la rive gauche de la rivière. Ce cristallin supporte, dans la rive droite, le Dogger.

La coupe décrite antérieurement par M. JEKELIUS (28), est susceptible d'une interprétation légèrement différente, que voici:

A la base, sur le cristallin, on observe un niveau très mince de conglomérats, auxquels fait suite un grès noir-bleuâtre, dur, à Brachiopodes (des *Terebratula*, en particulier); ce grès est identique au grès doggerien fossilifère de Strunga.

Ce grès présente la direction N 25° E, et plongent vers l'E de 40° sous de nouveaux grès, plus clairs, sans fossiles, supportant à leur tour une série de marnes calcaires qui enferme à la partie supérieure des nodules siliceux. Sur cette série, dont l'épaisseur est de 40 m, repose la calcaire tithonique. M. JEKELIUS a déjà considéré ce complexe du support des calcaires tithoniques comme appartenenant au Dogger, et à juste titre, car il peut très bien être parallélisé au Dogger de Strunga.

Affleurement de Valea Coacăzei. Au confluent de Valea Coacăzei avec Valea Sbârcioarei, dans la rive gauche et sous la paroi tithonique creusée d'une petite grotte, affleure dans le lit même de la rivière le grès gris-bleu doggerien à Brachiopodes; nous avons eu la possibilité d'en extraire, *Terebratula philippsi* MOR. et *Rhynchonella varians* SCHL.

Ces grès sont suivis par des grès clairs, comme ceux de Moeciu, mais bien plus réduits comme épaisseur; sur ces grès s'appuyent des jaspes, auxquels font suite les calcaires tithoniques. L'épaisseur plus faible est due ici à l'écrasement; une partie en est disparue du fait du laminage subi le long de la faille N-S passant par la Valea Sbârcioarei.

MALM

Oxfordien. Dans la coupe du flanc W de Piatra Craiului, nous avons montré qu'à la partie supérieure des marnes calcaires calloviennes, à *Posidonomya alpina* GRASS., repose en concordance l'horizon à jaspes oxfordien. Cet horizon s'y maintient constant sur de grandes distances entre les marnes calloviennes et les calcaires tithoniques.

Nous avons également signalé à cette occasion l'apparition sporadique, entre l'horizon à jaspes et les calcaires tithoniques, d'un horizon peu épais de calcaires rouges noduleux, correspondant par sa situation stratigraphique aux Couches à *Aspidoceras acanthicum* OPP., kiméridgiennes, des Bucegi. Mais cet horizon est la plupart du temps absent, étant écrasé et laminé sous le poids des puissantes masses de calcaires tithoniques, qui arrivent ainsi en contact direct avec les jaspes.

Institutul Geologic al României

Nous avons montré que l'Oxfordien, représenté par des calcaires à nodules siliceux, ensemble avec le Kimeridgien, de calcaires blancs grisâtres, se trouvent au-dessus des calcaires rouges calloviens de Valea Lupului.

L'horizon des jaspes, oxfordien, se trouve cependant très bien développé, sous forme de jaspes compacts verdâtres en couches de 6—8 cm d'épaisseur, formant des paquets d'environ 3 m d'importance; il jalonne, la faille qui se trouve au début de Valea Strâmbă, au-dessus de l'affleurement de cristallin allongé N-S, et il est dominé lui-même par le flanc oriental des calcaires de Culmea Cojea.

Les jaspes forment ici une étroite bande à direction N 10° E, plongeant vers l'W de 30°, sur une distance d'environ 3 km.

Entre les jaspes et les calcaires tithoniques, on trouve parfois aussi les calcaires noduleux rougeâtres; mais ils sont le plus souvent absents le long de cette zone.

La série doggerienne, inférieure aux jaspes, n'apparaît plus le long de cette faille du début de Valea Strâmbă, étant laminée.

L'horizon à nodules siliceux, parfois à jaspes compacts, affleure également sous forme d'une bande discontinue au-dessus des calcaires tithoniques du flanc oriental du grand synclinal de Piatra Craiului, entre Fundata—Poiana Zăbavei et Ghimbavu—Piatra Dragoslavelor. Cette bande d'Oxfordien ne peut cependant être facilement observée, du fait des éboulis accumulés en contrebas des escarpements tithoniques, ou à cause des reboisements. Il y a aussi des intervalles que le Tithonique prenne contact direct dans ce flanc avec les schistes cristallins. La série du Dogger fait défaut dans presque toute la longueur de ce flanc oriental, à l'exception d'une petite zone de conglomérats de Dogger entre Poiana Zăbavei et Poiana « La Lac ».

Kimeridgien. L'horizon mince des calcaires roussâtres kimeridgiens est parfois visible dans le même flanc oriental du synclinal, immédiatement au-dessous des calcaires tithoniques. Cependant, ici comme en d'autres contrées de la région étudiée cet horizon ne s'est pas toujours conservé. Il est bien visible seulement à l'entrée des défilés du Ghimbavul, comme un horizon de quelques mètres passant graduellement aux calcaires massifs tithoniques.

Tithonique. Dans cette région, le calcaire tithonique est constamment récifal, massif, en bancs épais de quelques mètres, d'un blanc grisâtre; il passe vers le haut à des bancs plus minces et d'un blanc pur. Ces calcaires sont très développés dans le synclinal de Piatra Craiului et y atteignent des épaisseurs de 800 à 900 m. Les observations faites dans le flanc W du massif, nous ont montré leur passage graduel vers les Couches à *Aspidoceras acanthicum* Opp. de leur base, et de celles-ci vers les jaspes. Plus bas encore, le même

Institutul Geologic al României

passage graduel s'observe à la série entière du Dogger jusqu'à son conglomérat de base.

La série doggerienne n'a pas été remarquée par POPOVICI-HATZEG au-dessous de Piatra Craiului; bien qu'il affirme avoir retrouvé les blocs de marnes calcaires grises, qui avaient fourni à TOULA *Posidonomya alpina* GRASS. dans Valea lui Ivan, il ne figure nulle part ici sur sa carte le Dogger.

Il n'a pas non plus séparé la série des jaspes.

Dans ces conditions, il était fatal que le Tithonique lui apparaisse comme marquant une grande transgression (78, p. 84); en effet, dans la coupe présentée



Fig. 4. — Piatra Craiului, crête de calcaire tithonique formant le flanc W du synclinal, dont l'axe est occupé par des conglomérats de Bucegi. (Foto KRÄUTNER).

(p. 85), il marque le Tithonique s'appuyant directement sur le cristallin Cette idée d'une transgression tithonique se retrouve dans le traité de HAUG (19, p. 1105 et 1106), empruntée à P.-HATZEG en même temps que la coupe correspondante. De son côté, SCHAFFER fait la même remarque d'une transgression tithonique dans les Alpes transylvaines (90, p. 369).

Après les précédentes observations, il ne peut être question de cette transgression du Tithonique. Celui-ci s'appuye, aussi bien dans le flanc W que dans la zone axiale du synclinal, sur le Dogger; l'absence de ce Dogger dans le flanc oriental est uniquement dûe aux laminages. D'ailleurs, les jaspes aussi se trouvent en tant de points au contact du cristallin, sans qu'ils soient pour

Institutul Geologic al României

cela transgressifs; c'est uniquement l'effet des phénomènes de décollement et de laminage.

A l'extrémité SW de la région étudiée, dans le Mateiașu, on trouve un grand lambeau de calcaires tithoniques détaché du reste du synclinal. Ces calcaires montrent, par la puissante brèche de leur base, le rôle joué dans la région par les décollements: grâce aux laminages qu'ils ont déterminé dans les formations sédimentaires inférieures, ils ont fait que le Tithonique s'y appuye directement sur le cristallin par l'intérmédiaire de la brèche qui en est résultée.

Comme nous l'avons déjà remarqué, les calcaires gris tithoniques du synclinal passent insensiblement vers le haut à des calcaires d'un blanc pur, en bancs moins épais, ou en plaques jusqu'à 15 cm d'épaisseur. C'est sous cet aspect qu'ils se présentent entre Stâna Cojea et Stâna Petrului; dans ces parages, la direction en est N 40° E avec un pendage de 32° vers l'W.

Les calcaires blancs se retrouvent, non pas en plaques mais en bancs jusqu'à 50 cm d'épaisseur, plus minces en tous cas que ceux du Tithonique, dans le Dealul Sasului, la vallée de la Dâmbovicioara, et dans Valea Izvorului. Dans les trois endroits, on peut voir dans les coupes présentées (v. les planches) que les calcaires blancs supportent directement et en parfaite concordance les marnes à faune néocomienne bien connue.

Nous considérons la partie supérieure des calcaires blancs qui a fourni une faune mélangée, mi-partie tithonique, mi-partie néocomienne, comme réalisant le passage entre le Tithonique et le Néocomien; en d'autres termes qu'elle représente le Berriasien.

Dans son travail de thèse et en d'autres notes sur le sujet, P.-HATZEG a considéré le Tithonique en étroite liaison avec le Néocomien, en spécifiant qu'une délimitation stratigraphique entre les deux n'est pas possible. En conséquence, il a coloré sur son esquisse les deux ensembles avec la même teinte, en comprenant dans le Néocomien — d'après MUNIER-CHALMAS — le Berriasien, le Valanginien et le Hauterivien.

Les marnes calcaires fossilifères du bassin de la Dâmbovicioara ont été considérées par P.-HATZEG comme appartenant uniquement au Barrémien.

Dans son texte (76, p. 87), il décrit de la manière suivante la coupe du dealul Sasului:

« Dans cette localité, le calcaire est blanc, massif et réciforme, puis il « devient marneux à sa partie supérieure et passe à des marnes calcaires appar- « tenant au Barrémien.

« Le calcaire qui supporte les marnes barrémiennes m'a fourni une très « riche faune, dont les principaux représentants peuvent être divisés en deux « groupes ».

Suit la liste (p. 88 et 89), dans laquelle ces deux groupes sont spécifiés: groupe A — de fossiles à affinités tithoniques et groupe B, à affinités crétacées. Ce dernier groupe est caractérisé par des formes appartenant au Barré-

Institutul Geologic al României

mien et en général au Néocomien. La liste de fossiles du Groupe B comprend 11 formes, dont seulement 5 sont déterminées spécifiquement.

Ainsi qu'il ressort du texte de P.-HATZEG, les deux ensembles de formes proviennent du même calcaire blanc, se trouvant immédiatement au-dessous des marnes qui sont, d'après lui barrémiennes, d'après d'autres auteurs et d'après nous-mêmes, néocomiennes.

Comme nous l'avons déjà dit, ces formes sont celles d'une formation de passage, et l'attribuer au Berriasien c'est la meilleure solution. Elle s'impose d'autant plus que les calcaires blancs supportent en parfaite continuité les marnes calcaires des environs de Dâmbovicioara; or, ces marnes, d'après tous les géologues qui s'en sont occuppés, ont offert des fossiles appartenant aux trois étages du Néocomien, le Valanginien, le Hauterivien et le Barrémien.

Dans ses travaux sur le bassin de la Dâmbovicioara, M. SIMIONESCU (93, 99, 100) constate le passage graduel des calcaires tithoniques au Néocomien, en insistant sur la différence de facies. Dans la liste des fossiles provenant des marnes néocomiennes, dont je m'occuperai au chapitre respectif, M. SIMIONESCU distingue des formes caractéristiques hauteriviennes et barrémiennes; aussi quelques-unes dénotant le Valanginien, bien que moins caractéristiques.

M. SIMIONESCU présente, dans son travail de thèse (100, p. 22), deux listes de formes provenant des calcaires tithoniques: la première comprend les fossiles recoltés dans le Dealu Coculeț, près de Rucăr, la deuxième les fossiles provenant des calcaires tithoniques de Vama Giuvala. Il cite en outre quelques Nérinées trouvées dans les calcaires du Mateiașul. Toutes ces formes attestent l'âge tithonique de ces calcaires, dans les trois endroits.

Une réserve est faite cependant sur l'âge des calcaires massifs à facies tithonique de la vallée de la Dâmbovicioara, trouvés en blocs détachés et dégringolés des affleurements à l'occasion de l'établissement de la chaussée conduisant à la grotte de Dâmbovicioara. Dans ces calcaires, il trouvait les formes suivantes: *Duvalia* sp., *Requienia* sp., *Isoarca* sp., *Lithophagus* sp., *Pecten* sp., *Spondylus* sp., *Rhynchonella* cfr. *astieri* d'ORB., *Rh. irregularis* PICT., *Rh.* cfr. *gibbsiana* SOW., *Rh.* cfr. *lata* d'ORB., *Terebratula sella* SOW., *Terebratula* sp., *Echinospatangus*, *Rhabdocidaris*, etc.

En se basant sur cette faunule, et en particulier sur la forme *Requienia* sp. (nous possédons aussi dans notre collection une *Requienia* sp. provenant de la même localité), M. SIMIONESCU tire la conclusion que, dans la vallée de la Dâmbovicioara, le calcaire massif n'appartient pas exclusivement au Tithonique, mais qu'il correspond en partie au Crétacé inférieur, lequel est représenté ici sous le facies des « calcaire à Requienia » des régions méditerranéennes.

Il remarque aussi que la forme *Rh. astieri* d'ORB. a été citée également dans le Calcaire de Stramberg.

Nous devons constater que la coupe du Dealul Sasului, avec ses calcaires blancs et ses marnes néocomiennes, calcaires où P.-HATZEG a décrit la faune

Institutul Geologic al României

de passage entre le Tithonique et le Néocomien, est identique à la coupe qui se trouve à l'entrée du village de Dâmbovicioara. En effet, ici, sur les calcaires blancs qui nous ont fourni à nous-mêmes *Requienia* sp. et, à M. SIMIONESCU la liste citée plus haut de formes mélangées reposent en concordance les marnes néocomiennes, ainsi que le montre la fig. Nr. 5. Nous pouvons donc considérer les calcaires blancs de Valea Dâmbovicioarei comme appartenant au Berriasien, et que la forme de *Requienia*, qui se trouve à cet endroit dans les mêmes calcaires blancs, comme une apparition précoce dans ce facies récifal du Néocomien inférieur (Berriasien), bien qu'elle soit, en d'autre régions, liée au facies urgonien.

Il résulte de ces considérations qu'au-dessus des calcaires gris tithoniques, en concordance et même en continuité de facies, se trouve un horizon de calcaires blancs en bancs moins épais, ou en plaques, et qui font eux-mêmes transition au Néocomien. Nous les considérons comme représentant dans la région le Berriasien, et les rattachons à la base du Néocomien, du fait des affinités de la faune berriasienne classique du S de la France, plutôt avec la faune néocomienne, qu'avec celle du Tithonique (37). Par le facies cependant, ce Berriasien se relie dans notre région bien plutôt au Tithonique, le passage entre les deux étant insensible. Ce sont les motifs qui nous ont conduit à séparer sur la carte les marnes néocomiennes des calcaires berriasiens. Il nous a été impossible cependant de distinguer tout aussi nettement ces derniers des calcaires tithoniques; sur notre carte, nous avons marqué par une nuance différente les calcaires berriasiens, sans les délimiter par une ligne par rapport au Tithonique. Nous les avons dans tous les cas séparés, au contact des marnes néocomiennes, dans les endroits où des fossiles caractéristiques en ont été cités, et également dans le cas où nous avons pu nous convaincre sur les lieux de l'existence de calcaires blancs stratifiés en plaques minces.

Le Tithonique constitue une très puissante masse dans la région W de Piatra Craiului, au flanc du synclinal de Piatra Craiului—Pietricica—Cojea, au-dessous desquels les formations inférieures n'occupent qu'une zone très étroité. Dans l'axe de ce synclinal, les conglomérats cénomaniens forment un lambeaux assez réduit.

Ce sont les calcaires tithoniques aussi, qui forment la majorité du sédimentaire à l'E et à l'W de Rucăr, dans la région de Podul Dâmboviței —Dâmbovicioara, avec les hauteurs du Ghimbavul et de Piatra Dragoslavelor.

En connexion avec ces derniers, et faisant partie du même puissant bloc, se trouve également la plaque faiblement ondulée, en majorité tithonique, entre Fundata—Fundățica—Vama Giuvala—Culmea Zacotelor. Les formations néocomiennes et du Crétacé supérieur ne forment ici que des lambeaux peu importants posés sur l'énorme dalle calcaire tithonique.

Institutul Geologic al României

Les calcaires tithoniques constituent dans le Mateiașul un lambeau isolé; comme nous l'avons vu, il n'y a ici que du Tithonique, sans autres formations sédimentaires à la base ou au sommet.

Un autre lambeau isolé se trouve dans le Mont Clăbucetul, au S du Moeciul-de-Sus. Ici aussi les formations de la base tithonique sont absentes. En revanche, comme dans le Mateiașul, la base du Tithonique est bréchoïde.

NÉOCOMIEN

Dans la région de Piatra Craiului, le Néocomien est localisé plus particulièrement à son extrémité S, dans la dépression tectonique de la Dâmbovicioara,

Dans cette dépression, le Néocomien est représenté par les calcaires blancs berriasiens, par les calcaires marneux et les marnes néocomiennes.

Berriasien. Les calcaires blancs, en bancs peu épais, signalés précédemment à la partie supérieure des calcaires tithoniques, ont fourni comme nous l'avons

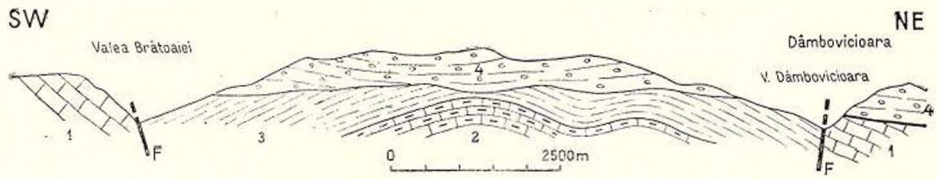


Fig. 5. — Coupe géologique à l'W du village de Dâmbovicioara.

1, calcaires tithoniques; 2, calcaires blancs en plaquettes, berriasiens; 3, marnes calcaires néocomiennes 4, conglomérats et grès conglomératiques cénomaniens.

vu une faune à caractère mixte, dans laquelle à des formes tithoniques s'ajoutent des espèces certainement crétacées. Nous avons considéré ces calcaires commes représentant le Berriasien.

En étudiant la coupe faite par la vallée de la Dâmbovicioara depuis l'entrée dans ses gorges jusqu'au village de Dâmbovicioara, nous trouvons la succesions suivante.

A l'W, dans les gorges, se trouve le calcaire massif tithonique passant ver le haut au calcaire blanc berriasien. Celui-ci dessine dans le versant droit de la vallée de faibles ondulations montrant dans les synclinaux des marnes néocomiennes très fossilifères. Ce sont les calcaires blancs, qui ont fourni à M. SIMIONESCU la faunule établissant la transition du Tithonique au Néocomien, les marnes néocomiennes reposant en concordance sur ce Berriasien.

La même situation se remarque aussi bien dans la coupe du Dealul Sasului, que dans celle de Valea Izvorului, à l'E de l'égalise du village de Dâmbovlcioara.

Nous avons déjà décrit (p. 41) la coupe du Dealul Sasului, montrant, au-dessous des marnes néocomiennes, les calcaires berriasiens, et le passage

Institutul Geologic al României

graduel vers le bas de ceux-ci au Tithonique. Dans Valea Izvorului, les calcaires blancs inclinés vers l'W de 65°, sont séparés par une faille importante du Tithonique, qui se trouve à l'E. Sur les calcaires berriasiens de la vallée, se disposent en concordance les marnes néocomiennes, montrant à la base des dépôts sans fossiles, auxquels font suite les marnes fossilifères des environs de l'église du village de Dâmbovicioara. Les pendages du Néocomien de Valea Izvorului diminuent graduellement ver l'W, à mesure qu'on s'éloigne de la faille.

Comme nous l'avons déjà noté, le Berriasien se relie pétrographiquement bien plutôt au Tithonique, dont il est inséparable par une limite précise. Cependant, dans les régions classiques, la faune de cet étage a montré des affinités plus marquées avec le Crétacé, et c'est cette opinion que nous avons adoptée.

Le Néocomien marneux ammonitique du type Dâmbovicioara (Valanginien, Hauterivien, Barrémien). Les calcaires marneux et les marnes néocomiennes, du synclinal de Piatra Craiului, se trouvent cantonnés dans la région comprise entre Podul Dâmboviței, Dealul Sasului et Dâmbovicioara, donc dans la partie la plus faillée de la contrée. Ces failles ont partagé la dépression de la Dâmbovicioara en plusieurs compartiments qui, par des affaisements locaux, se sont disposés en gradins; cela c'est passé déjà avant le dépôt du deuxième cycle de sédimentation du Crétacé supérieur, donc à la suite des mouvements orogéniques mésocrétacés.

Cette fragmentation par des failles, unie à l'action incessante de l'érosion pendant l'Albien et dans le Tertiaire, a conduit à un décapage particulier affectant surtout le Néocomien marneux, donc facilement attaquable. A l'heure actuelle, ces marnes néocomiennes ne sont plus représentées que par des lambeaux très réduits en étendue, localisés dans les dépressions. Dans les zones restées en saillie, comme les Bucegi et la partie N de Piatra Craiului, le Néocomien a été presque complètement détruit.

Dans le bassin de la Dâmbovicioara, où le Néocomien est plus répandu, sa subdivision en étages ne peut être pratiquée; ceci, du fait de sa faible épaisseur — environ 30 m — et du mode d'affleurement qui ne permet pas de suivre sur le terrain les différents horizons. Les fossiles récoltés, bien que très nombreux, sont très rarement dans un état de conservation suffisant; pour le surplus, on est obligé de les recolter dans les éboulis, de sorte que leur départ par rapport aux horizons en place est très malaisé.

Le long de la chaussée du Dealul Sasului, dans Valea Izvorului, à l'E de l'église de Dâmbovicioara, comme dans Valea Muerii II (Brusturet), nous avons noté — entre les marnes fossilifères et les calcaires blancs berriasiens un niveau de 3 m d'épaisseur, formé par des calcaires marneux fossilifères à concrétions siliceuses. Dans ce niveau, nous avons récolté — à sa partie

Institutul Geologic al României

supérieure — dans Valea Muerii II (Brusturet) deux échantillons d'*Aptychus didayi* COQ., une *Waldheimia rucarensis* SIM. et de nombreuses *Plicatula carteroniana* d'ORB. Dans le Midi de la France, KILIAN (37) a considéré *Aptychus didayi* COQ. comme caractéristique pour le Valanginien supérieur, bien qu'il apparaisse dans le Valanginien moyen. Nous devons rappeler que pour KILIAN, dans le travail cité, le Valanginien inf. est synonyme de Berriasien.

Au dessus de ce niveau à concretions siliceuses et peu fossilifère, suit, dans le Dealu Sasului, comme dans Valea Izvorului, une série de marnes calcaires et de marnes feuillettées très riches en formes néocomiennes. M. SIMIONESCU, a eu l'occasion d'étudier la coupe de Dealul Sasului de suite après l'aménagement de la chaussée de Rucăr à Giuvala. L'auteur a distingué au-dessus du deuxième horizon fossilifère, un troisième, ce dernier, moins accessible actuellement, est constitué par des marnes calcaires, gris-bleuâtres sur cassure fraîche, grises ou jaunâtres quand elles sont longtemps exposées, se présentant en bancs épais alternant avec des couches subordonnées de marnes feuillettées. Du fait des éboulements et de l'herbe poussée en abondance, nous n'avons pas eu la possibilité d'étudier cet horizon.

Comme nous le verrons d'après les listes de fossiles présentées par les auteurs qui se sont occupés de cette question, les marnes et les calcaires marneux de ce complexe ont fourni des espèces dénotant le Valanginien, le Hauterivien et le Barrémien. Il s'ensuit donc que les dépôts représentent tous ces trois étages.

La richesse de cette faune néocomienne de Dâmbovicioara a de bonne heure attiré de nombreux paléontologues.

Le premier qui la mentionne c'est FOETTERLE (10) qui, dans un bref compte rendu d'un voyage géologique en Roumanie, en 1870, constate la superposition des marnes néocomiennes aux calcaires tithoniques à Podul Dâmboviței.

En 1872, HERBICH mentionne (22, p. 26) que les marnes néocomiennes de Valea Dâmbovicioarei, sont identiques comme facies au Néocomien de Brașov; il constate, en dehors de formes communes aux deux localités, la présence dans Valea Dâmbovicioarei de *Ptychoceras*, *Baculites*, *Scaphites* et *Toxoceras*, sans en donner des déterminations spécifiques.

GR. STEFĂNESCU (108), est le premier qui présente en 1885 une liste de 16 formes spécifiquement déterminées, provenant de Valea Muierii et de Valea Cheii. Sur leur base, il considère les calcaires marneux du gisement comme appartenant au Crétacé inférieur (Néocomien).

En 1888, paraît le mémoire posthume de HERBICH (27), lequel renferme dans la première partie la description de nombreux fossiles, en partie nouveaux, provenant du Néocomien de Dâmbovicioara. Parmi ceux-ci toutefois, il y a 17 formes qui, en d'autres régions, caractérisent des étages supérieurs au Barrémien. On y remarque en effet des formes caractéristiques pour l'Aptien,

Institutul Geologic al României

d'autres pour l'Albien, quelques-unes même pour le Cénomanien. Ce fait a déterminé les spécialistes d'entreprendre une révision de la question.

Parmi les premiers, ce furent HAUG (18) et KILIAN (36) à rectifier plusieurs de ces déterminations; les formes appartenant à des étages supérieurs au Barrémien résultent d'après eux de déterminations erronnées. Les deux auteurs concluent que dans le Néocomien de Dâmbovicioara il n'y a que le Hauterivien et le Barrémien qui soient représentés.

Le même fait a été reconnu par COBĂLCESCU (8), qui trouvait que les formes spécifiées par HERBICH comme appartenant à l'Albien proviennent de déterminations fautives.

Enfin, en 1897, UHLIG (113) entreprend la révision de l'entière collection de HERBICH, et présente la liste des formes qu'il avait redéterminées. Etant donnée sa compétence en matière d'Ammonites, cette liste est considérée comme représentant la juste détermination de ces fossiles. UHLIG conclut — comme HAUG et KILIAN de leur côté — que seuls le Hauterivien et le Barrémien sont représentés dans les marnes néocomiennes de Dâmbovicioara.

Cette faune a été étudiée également par M. SIMIONESCU, qui a publié à son sujet plusieurs travaux.

Une première note date de 1897 (93 et 95); elle comprend une liste de 69 formes (dont 10 sont présentées sans spécification), déterminées par lui et par UHLIG dans la collection laissée par HERBICH.

Une autre liste, de neuf formes non citées jusqu'alors, se trouve dans une note parue la même année (94), et dans laquelle M. SIMIONESCU montre que, dans le Néocomien de la Dâmbovicioara sont représentés le Valanginien, le Hauterivien et le Barrémien.

L'année suivante, dans son travail de thèse (100, pp. 26—28), il publie une liste de 103 fossiles, récoltées soit par lui-même, soit par d'autres chercheurs. Sur la base de ces fossiles, il constate que seuls le Hauterivien et le Barrémien y sont représentés paléontologiquement. Quant au Valanginien, il ne serait pas suffisamment appuyé. En effet, pour les échantillons donnés comme *Phylloceras semisulcatum* d'ORB. et *Hoplites pexiptychus* UHL., p. ex., l'état de conservation n'est pas propice pour une juste détermination; toutefois il admet, du fait de l'existence des calcaires marneux sans fossiles dans la base du Néocomien faisant passage au Tithonique, que le Valanginien existe stratigraphiquement.

Nous devons mentionner que, dans la liste de M. SIMIONESCU, les formes citées par GR. STEFĂNESCU font défaut. Parmi ces dernières, il y a, *Belemnites latus* BLAINV. et *Aptychus didayi* COQ., formes citées par KILIAN dans le Valanginien du SE de la France. Le deux formes mentionnées par GR. STEFĂNESCU sont conservées dans les anciennes collections du Laboratoire de Géologie de l'Université de Bucarest, et je rappelle avoir moi-même récolté *Aptychus Didayi* COQ. dans les marnes calcaires de Valea Muerii II (Brusturet).

Institutul Geologic al României

Dans sa liste (100, pp. 29—30), M. SIMIONESCU distingue comme caractéristiques pour le Hauterivien les formes suivantes:

Nautilus pseudo-elegans d'ORB.
Duvalia dilatata BLAINV.
Belemnites jaculum PHILL.
Phylloceras infundibulum d'ORB.
» *tethys* d'ORB.
Haploceras (Lissoceras) grassi d'ORB.
Crioceras duvali LÉV.
» cfr. *moutoni* AST.
Desmoceras cfr. *difficile* d'ORB.
Hoplites romanus HERB.
» cfr. *regalis* PAV.
Holcodiscus incertus d'ORB.

Le reste des formes, jusqu'à 103, appartient au Barrémien.

Des espèces comme *Acanthoceras albrechti-austriae* UHL., *Hoplites teffryanus* KARST., *H. borowae* UHL., *Puzosia melchioris* TIETZ., qui passent en d'autres régions dans l'Aptien où elles atteignent leur maximum de développement, elles ont été récoltées par M. SIMIONESCU dans les mêmes couches qui lui ont fourni les formes typiquement barrémiennes. La même année (1898), M. SIMIONESCU publiait un mémoire paléontologique (100, part. II) contenant la description et en partie la figuration des fossiles de ces dépôts. Dans ce travail, on trouve aussi un tableau synoptique de la faune de Dâmbovicioara, en comparaison avec celle du Midi de la France, et celle des Couches de Wernsdorf. Une forme de ce tableau commune avec le Valanginien de France, c'est *Phylloceras tethys* d'ORB.

En 1898 également, P.-HATZEG présente, dans son travail de thèse, une liste de 85 espèces (79, pp. 102—105) citées par différents auteurs dans les mêmes marnes. Nous n'y trouvons pas les formes citées par M. SIMIONESCU, dont le travail paraissait la même année.

P.-HATZEG ajoute à la liste, comme formes déterminées par lui-même, *Belemnites pistiliformis* BLAINV. et *Hoplites leopoldinus* d'ORB.

Comme nous le savons déjà, P.-HATZEG considère l'ensemble de ces formes comme dénotant seulement le Barrémien.

Dans son travail, paru en 1925, sur la géologie du col de Bran (32), M. JEKELIUS constate que la différence entre le Néocomien de Dâmbovicioara et celui de la région de Braşov, identiques pourtant comme facies, consiste dans le fait que les espèces hauteriviennes sont plus nombreuses dans la région de Braşov, tandis que pour les espèces barrémiennes le rapport est inverse.

M.M. MACOVEI et ATANASIU estiment, dans leur travail de synthèse sur l'évolution géologique de la Roumanie pendant le Crétacé (45) que, d'après la bibliographie, la présence du Valanginien dans le bassin de la Dâmbovicioara n'est pas suffisamment prouvée.

Il résulte de tout ceci que la majorité des auteurs considère les marnes et les calcaires marneux de cette contrée comme englobant avec certitude le Hauterivien et le Barrémien, tandis que la Valanginien ne serait pas bien appuyé

Institutul Geologic al României

paléontologiquement. M. SIMIONESCU l'estime comme existant probablement, en partant de considérations stratigraphiques.

Parmi les auteurs cités plus haut, seul P.-HATZEG attribue ces marnes uniquement au Barrémien. Nous avons toutefois montré qu'il considérait la partie supérieure du Tithonique, comme représentant le Valanginien et le Hauterivien.

Nous avons montré aussi que, dans sa liste d'espèces, M. SIMIONESCU n'a pas mentionné les formes récoltées par GR. STEFĂNESCU.

Parmis ces 16 formes, trouvées dans les collections du Laboratoire de Géologie, nous avons reconnu, après une révision, les suivantes:

* *Lytoceras subfimbriatum* d'ORB.
* *Hoplites angulicostatus* d'ORB.
* *Desmoceras difficile* d'ORB.
* *Phylloceras infundibulum* d'ORB.
* *Nautilus neocomiensis* d'ORB.
* *Aptychus didayi* COQ.
Belemnites latus BLAINV.
* *Plicatula carteroniana* d'ORB.

La forme déterminée par GR. STEFĂNESCU comme *Belemnites emerici* RASP. est en réalité *Belemnites latus* BLAINV.

Les formes marquées sur cette liste d'un astérisque ont été retrouvées aussi par nous-mêmes dans le Néocomien de Dâmbovicioara.

La plupart des autres formes que nous avons personnellement recueillies ont déjà été décrites par M. SIMIONESCU dans son mémoire (100).

Comme formes nouvelles, ou du moins non citées, nous devons ajouter les suivantes:

Pteroceras emerici d'ORB.
Turbo elegans d'ORB.
Inoceramus neocomiensis d'ORB.
Ancyloceras dilatatum d'ORB.
Hoplites macilentus. d'ORB.
Hamites rotundus d'ORB.

Lissoceras grassianum d'ORB. a été citée aussi par P.-HATZEG et par M. SIMIONESCU. Nous la confirmons, en soulignant son importance stratigraphique.

Nous présentons plus loin le tableau synoptique des fossiles provenant du Néocomien de Dâmbovicioara, comparés aux formes citées par KILIAN en 1912 (37) du Néocomien du Midi de la France, et à celles présentées par KARAKASCH (35) du Néocomien de la Crimée, en 1907.

Cette liste a été dressée en grande partie d'après celle du mémoire de M. SIMIONESCU (100, pp. 107—111), complétée par quelques formes citées par UHLIG, par P.-HATZEG, et par celles de la collection de GR. STEFĂNESCU. Nous y avons ajouté également les formes nouvelles trouvées par nous-même.

On y peut constater une parfaite ressemblance de la faune de Dâmbovicioara avec celle du Midi de la France; presque toutes les formes se retrouvent d'une région à l'autre. Par contre, il n'y a que 28 d'entre elles qui soient communes avec le Néocomien de la Crimée.

Institutul Geologic al României

TABLEAU SYNOPTIQUE

	LES ESPÈCES DU NÉOCOMIEN DU BASSIN DE LA DÂMBOVICIOARA	SE de la France d'après Kilian (Leth. Geogn).					Crimée d'après Karakasch				
		Be	V	H	B	A[1])	Be	V	H	B	A[1])
1	*Belemnites, beskidensis* UHL.		+	+	+						
2	» *minaret* RASP.		+	+	+	+					
3	» *jaculum* PHILL.		+	+	+						
4	» cf. *pistilliformis* BLAINV.			+	+						
5	» *dilatatus* BLAINV.		+	+	+				+		
6	» *latus* BLAINV.	+	+								
7	*Nautilus pseudoelegans* d'ORB.		+	+	+			+	+	+	
8	» *neocomiensis* d'ORB.			+	+			+	+		
9	» *bifurcatus* OOST.				+	+					
10	» *plicatus* PITT				+	+					
11	*Phylloceras infundibullum* d'ORB.			+	+				+	+	
12	» *tethys* d'ORB.	+	+	+	+						
13	» *ernesti* UHL.		+	+							
14	» *semisulcatum* d'ORB.	+	+								
15	*Lytoceras phestus* MATH.			+	+	+			+	+	
16	» *anisoptychus* Ujl.				+						
17	» *densifimbriatum* d'ORB.				+						
18	» *subfimbriatum* d'ORB.			+	+						
19	» *crebisulcatum* d'ORB.				+						
20	» *strangulatum* d'ORB.		+	+				+	+		
21	» *rectecostatum* d'ORB.				+						
22	*Costidiscus rakusi* UHL.				+						
23	» *rectecostatus* d'ORB.				+						
24	» cf. *nodosostriatus* UHL.				+						
25	*Lissoceras grassianum* d'ORB.		+	+	+			+	+	+	
26	*Hamites haueri* UHL.				+						
27	» cf. *acuarius* UHL.										
28	» *subcinctus* UHL.				+						
29	*Ptychoceras ponii* SIM.			+	+						
30	» *inornatum* SIM.			+	+						
31	*Desmoceras difficile* d'ORB.		+							+	
32	» *hemiphtychum* KIL.				+					+	
33	» *cassiodoides* UHL.			+	+				+	+	
34	» *psilotatum* UHL.				+					+	
35	» *waageni* SIM.				+					+	
36	» *karakaschi* SIM.										
37	*Silesites seranonis* d'ORB.				+						
38	» *vulpes* COQ.				+					+	
39	*Puzosia melchioris* TIETZ.				+					+	+
40	» *liptoviensis* ZEUSCHN.			+	+						
41	*Cleoniceras* cf. *strettostoma* UHL.				+						
42	» *suessi* SIM.				+						
43	*Saynella grossouvrei* NICKL.				+						
44	*Holcodiscus incertus* d'ORB.			+							
45	» *van-den-heckei* d'ORB.				+						
46	» cf. *Seunesi* KIL.				+					+	
47	» *gastaldi* d'ORB.				+					+	
48	» *diversecostatus* COQ.				+					+	
49	*Pachydiscus neumayri* HAUG.			+	+						
50	*Hoplites angulicostatus* d'ORB.			+	+						

[1]) Be = Berriasien; V = Valanginien; H = Hauterivien; B = Barrémien; A = Aptien.

Institutul Geologic al României

Tableau Synoptique. — suite

	LES ESPÈCES DU NÉOCOMIEN DU BASSIN DE LA DÂMBOVICIOARA	SE de la France d'après Kilian (Leth. Geogn).					Crimée d'après Karakasch				
		Be	V	H	B	A [1]	Be	V	H	B	A [1]
51	*Hoplites romanus* HERB.										
52	» aff. *regalis* PAV.	+	+				+	+			
53	» *leopoldianus* d'ORB.		+					+			
54	» *treffryanus* KARST.										
55	» *macilentus* d'ORB.	+	+								
56	» *borowae* UHL.			+							
57	» *pexiptychus* UHL.	+									
58	*Pulchellia didayi* d'ORB.			+							
59	» *pulchella* d'ORB.			+							
60	» *compressissima* d'ORB.			+							
61	» *sauvegeaui* HER.			+							
62	» *provincialis* d'ORB.			+							
63	*Acanthoceras albrechti-austriae* UHL.				+						
64	*Crioceras angulicostatum* d'ORB.		+					+			
65	» *duvali* LÉV.		+					+			
66	» *emerici* LÉV.		+								
67	» *uhligi* SIM.			+							
68	» aff. *mojisisovicsi* HAUG			+							
69	» *kiliani* SIM.			+				+			
70	» *dissimile* d'ORB.			+							
71	» *trinodosum* d'ORB.			+							
72	» *furcatum* d'ORB.		+	+							
73	» cf. *moutoni* AST.			+							
74	*Leptoceras beyrichi* KARST.			+							
75	» *studeri* OOST.										
76	» aff. *cirtae* SAYN.			+							
77	*Heteroceras leonhardti* KIL.			+							
78	» *giraudi* KIL.			+							
79	» *tardieui* KIL.			+							
80	» cf. *astieri* d'ORB.			+							
81	*Aptychus diday* COQ.	+	+								
82	*Pleurotomaria dupiniana* d'ORB.										
83	*Aporrhais obtusa* PICT.										
84	» *dupiniana* d'ORB.										
85	*Pteroceras emmerici* d'ORB.		+								
86	*Turbo elegans* d'ORB.										
87	*Pecten cotaldinus* d'ORB.		+		+			+	+		+
88	» *euthymi*.										
89	*Hinnites romanus* SIM.			+							
90	*Arca haugi* SIM.										
91	*Pholadomya barremiensis* MATH.			+							
92	*Neaera interstriata* SIM..										
93	*Plicatula carteroniana* d'ORB.										
94	*Inoceramus neocomiensis* d'ORB.			+							
95	*Rhynchonella lineolata* PHILL.			+						+	
96	» cf. *multiformis* ROEM.		+					+			
97	*Terebratula sella* SOW.		+	+	+			+	+	+	+
98	» cf. *salevensis* LOR.										
99	*Waldheimia rucarensis* SIM.										
100	*Serpula parvula* MUSTR.										
101	*Cidaris punctatissima* AG.		+	+							

[1]) Be = Berriasien; V = Valanginien; H = Hauterivien; B = Barrémien; A = Aptien.

4*

Institutul Geologic al României

Il ressort aussi de l'examen de ce tableau qu'un nombre de 14 formes du Néocomien de la Dâmbovicioara apparaît en France dès le Valanginien, et quelques-unes aussi en Crimée. Parmi celles-ci, *Belemnites latus* BLAINV. apparaît déjà dans le Tithonique supérieur; il se développe dans le Berriasien (Valanginien inférieur) et le Valanginien moyen et supérieur, mais ne passe pas, dans le Midi de la France, dans le Hauterivien.

Une forme caractéristique pour le Valanginien, c'est *Aptychus didayi* COQ., estimé par KILIAN comme caractéristique pour le Valanginien supérieur; il débute cependant dans le Valanginien moyen, de suite, au-dessus du Berriasien, et passe rarement dans le Hauterivien. Nous avons récolté cette forme dans les marnes calcaires à concrétions siliceuses de Valea Muerii II (Brusturet), correspondant — comme position stratigraphique et comme facies pétrographique — aux marnes calcaires sans fossiles qui, dans le Dealul Sasului, s'intercalent entre les calcaires blancs berriasiens et les marnes fossilifères néocomiennes.

D'autres formes, comme *Phylloceras semisulcatum*, *Lytoceras strangulatum* d'ORB., *Hoplites regalis* PAV., *H. leopoldinus* d'ORB., *H. macilentus* d'ORB., *Lissoceras grassianum* d'ORB., ont leur maximum de développement dans le Valanginien; elles passent rarement dans le Hauterivien. Certaines, comme *Belemnites beskidensis* UHL., *B. jaculum* PHILL., *B. dilatatus* BLAINV. apparaissent dans le Valanginien et montent jusque dans le Barrémien. *B. minaret* RASP., apparaît au Valanginien et se développe jusque dans le Barrémien, étant très rare dans l'Aptien, où il est remplacé par d'autres Belemnites.

Un extension verticale notable est à signaler aussi pour *Phylloceras tethys* d'ORB. qui, apparaissant dans le Berriasien, s'élève jusque dans le Barrémien.

Il semble résulter de ces considérations que le Valanginien, dont l'existence stratigraphique dans la dépression de Dâmbovicioara est certifiée par la continuité de la sédimentation entre le Berriasien et les marnes néocomiennes, justifie sa présence également du point de vue paléontologique.

La présence depuis longtemps constatée du Hauterivien et du Barrémien est confirmée par notre tableau.

En ce qui concerne l'Aptien, dont l'existence est basée sur l'unique espèce *Acanthoceras albrechti austriae* UHL., récoltée d'ailleurs par M. SIMIONESCU dans les mêmes marnes que le reste de la faune barrémienne et représentée par un seul échantillon, il n'y saurait être admise. Cela justement du fait que ce fossile, qui en France caractérise l'Aptien, a été trouvé en Roumanie ensemble avec la faune barrémienne vers la partie supérieure des marnes de Valea Muerii. On peut en conclure que *A. albrechti-austriae* UHL. apparaît dans la région de Dâmbovicioara dans le Barrémien, comme d'ailleurs M. SIMIONESCU l'a déjà affirmé. En Allemagne cette forme est citée également depuis le Barrémien (MACOVEI et ATANASIU, 45, p. 156).

Institutul Geologic al României

Toutes les autres formes qui, dans le Midi de la France passent du Barrémien dans l'Aptien, sont des raretés dans ce dernier, et offrent leur maximum de développement dans le Barrémien.

On peut en conclure que le premier cycle de sédimentation a été interrompu, dans notre région, vers la fin du Barrémien.

La répartition du Néocomien du type Dâmbovicioara.

Les marnes et calcaires marneux néocomiennes font suite en continuité de sédimentation aux calcaires berriasiens et, comme nous l'avons mentionné plus haut, dans la région de Piatra Craiului, elles sont cantonnées dans la dépression de la Dâmbovicioara, s'y présentant en lambeaux.

A une autre occasion (63), nous avons signalé la répartition de ces lambeaux et leurs rapports avec les autres formations. On trouve six lambeaux, qui sont tous isolés:

1. Le lambeau de la partie supérieure de Valea Cheii, le plus méridional, constitue une bande étroite le long de la rive gauche de la vallée. Il recouvre normalement vers le N le calcaire berriasien de Dealul Sasului. Au SE, il butte par faille contre le Tithonique de la rive gauche, tandis qu'au SW il supporte les conglomérats cénomaniens transgressifs.

2. Le lambeau de « Cetatea Neamțului », se trouve au-dessus et à l'E du village de Podul Dâmboviței. C'est aussi une bande étroite, d'un km longueur sur 150 m de largeur, se trouvant au niveau du premier lacet de la chaussée nationale montant vers Dealul Sadului. A l'W, il s'appuye normalement sur le Berriasien, tandis qu'à l'E il est séparé du même par une faille passant aux pieds du Dealul Sasului.

3. Le lambeau de Dealul Sasului, repose normalement, vers le S et vers l'W, sur le Berriasien de cette hauteur. A l'E et au N, il disparaît sous les conglomérats cénomaniens de Valea Orățiilor.

4. Le lambeau de Valea Zambilei—Valea Dâmbovicioarei—Valea Muerii I —Valea Izvorului, le plus étendu de la région, recouvre normalement à l'W les calcaires berriasiens, et supporte un lambeau de grès conglomératiques cénomaniens. Une faille le sépare des calcaires tithoniques du Mont Giuvala.

5. Le petit lambeau au S de Gâlgoaie, se présente comme une bande étroite dans la rive gauche de la Dâmbovicioara, à environ 1 km de la grotte. Le Néocomien recouvre normalement vers le SE les calcaires beriassiens, et butte à l'W contre les calcaires tithoniques à droite de la Dâmbovicioara par une faille qui est longée par cette vallée.

6. Le lambeau au N de Gâlgoaie, au confluent de Valea Muerii II, se trouve sur la rive droite de la Dâmbovicioara; il repose normalement sur les calcaires berriasiens du S et supporte vers le N les conglomérats cénomaniens. A l'E, le Néocomien est limité par la faille de la Dâmbovicioara, qui le sépare du calcaire tithonique de Valea Brusturetului.

Institutul Geologic al României

Dans tous ces lambeaux, les dépôts néocomiens ont des faibles pendages ne dépassant pas 12 à 20°, à l'exception du Néocomien plus disloqué de Valea Izvorului, à 150 m à l'E de l'église de Dâmbovicioara. Ici les pendages atteignent 50° W, du fait de la faille passant dans le voisinage. Ces pendages diminuent graduellement à l'W, vers le village.

Il résulte de ce que nous avons dit jusqu'ici sur la constitution géologique des restes du premier cycle de sédimentation, dans les deux synclinaux des Bucegi et de Piatra Craiului qu'il y a une identité parfaite — aussi bien de structure que d'evolution géologique — de ces synclinaux. Ils peuvent donc être bien considérés comme formant une seule unité.

Dans les deux synclinaux, en effet, la transgression a débuté au Dogger inférieur par les conglomérats, et la sédimentation s'est poursuivie sans lacunes jusqu'au Barrémien inclusivement. A ce moment, elle a été interrompue par les mouvements orogéniques de l'Aptien.

Ces mouvements, ayant eu entre autres comme conséquence l'exondation de la région, ont été suivis par une active érosion continentale, pendant l'Albien, qui a détruit en partie les formations de ce premier cycle.

Il est naturel de penser que, les premières qui en aient subi les effets ont été les dépôts néocomiens, exposés à la fois par leur situation supérieure, et par leur nature pétrographique relativement peu consistante. Ces dépôts ont donc été, dans les Bucegi, presque complètement enlevés, n'y restant que le lambeau de Poliţa. D'ailleurs, ici l'érosion a attaqué d'une manière plus intense aussi les dépôts inférieurs au Néocomien.

Dans le synclinal de Piatra Craiului, le Néocomien s'est conservé dans la dépression tectonique de la Dâmbovicioara, dépression qui a naturellement occasionné une atténuation de l'érosion.

La transgression du deuxième cycle de sédimentation, celui du Crétacé supérieur, a donc recouvert un relief varié, modelé pendant l'Albien, et que les dépôts cénomaniens ont moulé.

Après le retrait définitif de la mer, vers la fin du Sénonien, une autre époque d'érosion commence, qui a décapé la nouvelle couverture de Crétacé supérieur et mis à nu les formations du premier cycle. Cette érosion s'est prolongée dans le Tertiaire en continuant l'oeuvre de destruction.

LES DÉPÔTS DU DEUXIÈME CYCLE DE SÉDIMENTATION DANS LA RÉGION DE BUCEGI—PIATRA CRAIULUI

GÉNÉRALITÉS

Après l'orogenèse mésocrétacée et l'érosion continentale durant l'Albien, la transgression si répandue du Crétacé supérieur est très marqué aussi dans notre région.

Institutul Geologic al României

Les sédiments déposés consistent en majeure partie en conglomérats, en deuxième lieu de grès; à la partie supérieure seulement, on trouve parfois des marnes.

Les conglomérats de la base de cette série sont — aussi bien dans les Bucegi que dans Piatra Craiului — disposés en transgression et en discordance, autant sur les dépôts du premier cycle, que sur le cristallin. Cette large transgression, sufisamment montrée par la carte, milite contre l'opinion exprimée par certains auteurs (JEKELIUS, 32) que ces conglomérats représentent une formation regressive.

Il faut en effet penser que, cette couverture de conglomérats a été certainement bien plus étendue autrefois qu'aujourd'hui; que, l'érosion continentale pendant le Tertiaire y a eu grand rôle, en la supprimant localement y mettant à nu les dépôts du premier cycle, et jusqu'au soubassement cristallin.

La transgression marine du Crétacé supérieur semble être venue du NE. Ses dépôts sont plus importants dans l'E de la région, dans les Bucegi, où ils constituent une énorme dalle de conglomérats de 1.000 m d'épaisseur, occupant la plus grande partie du synclinal et masquant presque complètement les dépôts du premier cycle.

Dans le synclinal de Piatra Craiului, ces dépôts sont moins épais et conservés en lambeaux à la surface des calcaires tithoniques qui, par contre, atteignent ici un grand développement. Les conglomérats du Crétacé supérieur de la région de Bran, recouvrant la zone axialement ennoyée de l'anticlinal de la Leaota, établissent une relation directe entre les conglomérats de la région des Bucegi et les lambeaux du synclinal de Piatra Craiului. Ces derniers sont assez rapprochés les uns des autres, de sorte qu'on peut parler d'une couverture de Crétacé supérieur au-dessus des dépôts jurassiques et néocomiens et des affleurements de schistes cristallins, couverture étendue entre les vallées supérieures de la Prahova et de la Dâmbovița.

C'est ce qui nous décide à traiter, dans la description qui suit, les dépôts crétacés supérieurs à la fois dans les trois zones.

Nous devons ajouter que, le Crétacé supérieur de la région a été lui-même affecté par des mouvements d'âge tertiaire, dans les plis synclinaux des Bucegi et de Piatra Craiului. Quoiqu'il en soit l'aspect général de couverture persiste.

L'étude de la succession des dépôts dans les différents coupes, que nous décrivons plus loin, montre un passage graduel des conglomérats, toujours situés à la base et très développés, à une série de grès micacés, puis, en certains endroits à des marnes épargnées par l'érosion.

Etant donné que les conglomérats et les grès conglomératiques du synclinal occidental ont fourni, dans leur partie inférieure proche de la base, une faune d'âge cénomanien inférieur, et que, dans la même région, on a récolté dans les

Institutul Geologic al României

marnes du sommet des formes sénoniennes, vu le passage graduel entre ces formations, nous déduisons que toute la série depuis le Cénomanien inférieur jusqu'au Sénonien inférieur s'y trouve représentée.

CÉNOMANIEN

La base de la série du Crétacé supérieur est formée par des conglomérats, qui prennent un développement énorme, tout à fait disproportionné par rapport aux grès et aux marnes supérieurs. Les grès et les marnes ont d'ailleurs été dans leur plus grande partie supprimés par l'érosion.

Habituellement, ces conglomérats sont formés par des éléments polygènes roulés, de tailles variées depuis quelques mètres de diamètre, jusqu'à des fragments de roches atteignant la limite inférieure des pséfites (2 mm diam.). Les blocs les plus gros se trouvent d'habitude à la base et passent vers le haut à des éléments plus petits.

Dans la région des Bucegi, surtout dans le versant abrupt oriental, on observe à la partie supérieure des intercalations de plus en plus fréquentes de bancs de grès conglomératiques, dans lequel le quartz prédomine, à côté des paillettes de mica. Ces bancs de grès conglomératique s'intercalent parmi les bancs de conglomérats habituel.

On remarque dans la région de Rucăr—Dâmbovicioara, que le cenomanien apparaît presque dès sa base sous le facies du grès conglomératique.

En ce qui concerne la nature pétrographique des éléments de ces conglomérats, ils sont formés — en premier lieu — par des débris arrachés aux roches sur lesquelles la transgression a eu lieu. On trouve ainsi, en grande quantité, des blocs et des fragments de calcaires tithoniques, de grès du Dogger, des jaspes, de marnes calloviennes, de calcaires rouges à restes de Crinoïdes, de marnes et de calcaires marneux néocomiennes; enfin, des fragments variés et nombreux de schistes cristallins de la série de la Leaota: chloritoschistes, sericitoschistes, amphibolites, gneiss et de très nombreux fragments de quartz. En dehors de ces roches, on trouve dans les conglomérats, dans le voisinage de Omul, de nombreux blocs de granite gneissique à feldspathe blanc, à grain fin, remarqués pour la première fois par P.-HATZEG. Nous avons retrouvés ces blocs en grand nombre à l'E de Babele, aux sources de Valea Jepilor.

Encore dans les conglomérats de la région des Bucegi, à proximité de Omul, au début de la vallée Obârșia Ialomiței, au point dit Mecetul Turcesc, se trouve englobé dans la masse des conglomérats un énorme bloc de calcaire tithonique de quelques centaines de mètres cubes. Il a été signalé d'abord par HAUER, et P.-HATZEG en parle aussi (78, p. 110). Nous pouvons expliquer ce rocher comme provenant d'une île de calcaires tithoniques en connexion avec le relief antécénomanien. Il n'y a pas des indications à la base de ce bloc, pour pouvoir le considérer comme une klippe de Tithonique formant la base

Institutul Geologic al României

d'une écaille supérieure, ainsi que M. JEKELIUS l'estime. On ne constate à sa base, ni de zone bréchoïde, ni le reste d'un plan de chevauchement quelque réduit qu'il soit qui puisse être interprété comme la limite inférieure d'une écaille. Tout autour de ce bloc, les bancs de conglomérats se disposent dans la même ordre de parfait parallélisme entre leurs plans de stratification.

Un fait qui mérite d'être signalé à propos des conglomérats, c'est la grande variation régionale, autant dans la composition que dans les dimensions des matériaux.

Ainsi, dans certains endroits, comme p. ex. dans l'axe du synclinal de Piatra Craiului—Cojea, les conglomérats offrent en grande majorité des éléments calcaires, en spécial de calcaires tithoniques, de la dimension du poing environ. Les mêmes conglomérats calcaires se retrouvent dans le versant droit de la vallée supérieure du Şimon. D'autres fois, comme dans les conglomérats de Valea lui Ecle, et en général dans les conglomérats de la région de Rucăr, le matériel prédominant est formé par des blocs et des fragments de schistes cristallins. En bien d'endroits toutefois, la proportion des deux sortes d'éléments est presque égale, comme par exemple dans le versant oriental des Bucegi.

Les différences dans la distribution des éléments composants sont en général étroitement liées au fondement sur lequel la transgression s'est avancée. Ainsi, dans les régions constituées par les calcaires tithoniques, comme Piatra Craiului—Cojea, ce sont les éléments calcaires qui prédominent, tandis que les conglomérats recouvrant directement le cristallin, comme dans les environs de Rucăr, ce sont les éléments cristallins qui l'emportent.

Parfois, cependant, il arrive de rencontrer sur un socle calcaire, comme dans la région de Fundata, des conglomérats à petits éléments surtout de schistes cristallins. Ceci montre l'existence dans la mer cénomanienne de courants de fond qui transportaient le matériel détritique. Dans le cas de la région de Fundata, le transport s'est probablement fait sur une distance de 1 à 2 km.

En ce qui concerne leur position stratigraphique, on constate une parfaite ressemblance entre les conglomérats de la région des Bucegi et ceux de Piatra Craiului—Rucăr. Dans les deux régions, les conglomérats recouvrent en transgression et en discordance les formations du premier cycle de sédimentation, en moulant le relief formé avant leur transgression. Ils recouvrent, soit les marnes et les marnes calcaires néocomiennes, comme dans la dépression de Dâmbovicioara, soit — et surtout — les calcaires tithoniques ou berriasiens. Dans les deux synclinaux les conglomérats s'étendent jusque sur le cristallin.

Comme nous l'avons d'ailleurs déjà montré, les conglomérats de ces synclinaux se relient entre eux par les dépôts analogues de la région de Bran qui occupent la zone d'ennoyage axial de l'anticlinal cristallin de la Leaota. Dans

Institutul Geologic al României

cette région de Bran, la série conglomératique est souvent formée par des éléments de faibles dimensions, quelquefois par des grès conglomératiques comme par exemple dans les environs de Rucăr. Nulle part, dans la région de Bran, on n'observe la série des grès supérieurs micacés, que nous considérons comme turoniens; ni d'ailleurs les marnes sénoniennes; d'après nos observations, il ne peut être question de ces formations dans la contrée immédiatement au S de Bran.

Il résulte de ces considérations — et sans qu'il puisse y avoir de doute à ce sujet — que les dépôts de conglomérats crétacés des synclinaux de Piatra Craiului et de Bucegi, comme ceux de la région de Bran, se sont formés synchroniquement au cours de la grande transgression marine du Crétacé supérieur.

La différence d'épaisseur entre les conglomérats de la région des Bucegi, atteignant 1.000 m, et ceux de Piatra-Craiului, qui ne dépassent pas 300 m, ne saurait être invoquée — à notre avis — pour soutenir que dans les Bucegi leur dépôt a demandé plus de temps, et donc qu'ils soient plus anciens. C'est qu'ils sont encadrés stratigraphiquement d'une manière identique, entre la série jurassique-néocomienne sur laquelle ils transgressent, et les grès turoniens et les marnes sénoniennes qui les recouvrent en concordance.

Sur la base de l'étroite connexion qui existe entre les conglomérats des Bucegi et ceux de Piatra Craiului d'une part, et les grès conglomératiques de la région de Podul Dâmboviței—Rucăr de l'autre, on peut affirmer que l'âge cénomanien inférieur montré par les fossiles trouvés dans cette dernière zone peut être étendu aux deux autres ensembles.

L'âge cénomanien des conglomérats de la région des Bucegi a été pour la première fois soutenu par P.-Hatzeg. C'est lui qui a généralisé le nom de « Conglomérats de Bucegi », en l'appliquant aux conglomérats de Rucăr et à ceux de Bran. Cette question d'âge a cependant provoqué de nombreuses discussions.

Ainsi, en 1833, les conglomérats de Bucegi entre Brașov et l'ancienne frontière valaque, ont été considérés par Lill v. Lillienbach (42) comme appartenant au complexe du « grès vert », crétacé inférieur.

Hauer, en 1859, parle du conglomérat calcaire des Bucegi (Kalkconglomerat von Buczecs), auquel il attribue un âge éocène, en le comparant aux conglomérats de Belluno.

Dans son « Szeklerland » (23), Herbich en 1878, rapporte les conglomérats de Bucegi au Crétacé supérieur. P.-Hatzeg, qui a eu l'occasion de consulter à l'Institut Géologique de Vienne la carte manuscrite de Herbich sur le SE de la Transylvanie, montre (78) que sur cette carte les conglomérats de Bucegi sont interprétés comme l'équivalent du grès de Iamna, correspondant à l'Albien. Comme la carte de Herbich a été dans une large mesure utilisée dans l'élaboration de la carte géologique hongroise, dite du « millenium » (1896), les conglomérats de Bucegi sont attribués sur cette dernière à l'Albien.

Institutul Geologic al României

En 1885, Gr. Stefănescu (108, p. 29 et suiv.) considère les conglomérats de Nămăești et de Rucăr comme appartenant au Crétacé supérieur (Cénomanien). Il relate (p. 32) que, dans le département de Muscel, le Crétacé est représenté par le Crétacé inférieur (les marnes néocomiennes du bassin de la Dâmbovicioara); tandis que le Crétacé supérieur comporte le Cénomanien et le Sénonien, de Nămăești, Rucăr, Bădeni, etc. Il ne sépare pas toutefois le Cénomanien du Sénonien. Le Crétacé supérieur se compose d'après cet auteur, de conglomérats alternant avec de grès micacés gris-bleu, durs; de grès grossiers marneux rouges, verdâtres, gris, pourpres, etc., montrant du mica et de la chlorite; de marnes et grès marneux micacés en plaquettes, gris-bleu ou bigarrés.

En 1884, dans un rapport sur la géologie des départements de Prahova et de Dâmbovița (162), où les levers avaient été faits par Botea, Gr. Stefănescu dit que, dans le département de Prahova, « la partie supérieure du « massif des Bucegi, de Valea Izvorului, de Jepi et de Râșnov jusqu'à la fron- « tière transylvaine est formée de conglomérats éocènes à Nummulites, qui se « relient aux conglomérats du département de Dâmbovița, par le Păduchiosu— « Strunga et la Coștila ».

Personne avant Botea, ni après lui, n'a trouvé des Nummulites dans les conglomérats de Bucegi. Gr. Stefănescu ne donne dans son rapport aucune précision sur l'endroit où ces Nummulites avaient été remarquées; c'est ce qui nous prédispose à croire erronée cette affirmation de Botea.

Sur la carte géologique de la Roumanie, publiée en 1888 par l'ancien « Biurou Geologic », nous trouvons en conséquence les conglomérats de Bucegi attribués à l'Eocène. Dans la région de Rucăr, sont marqués quelques lambeaux de Crétacé supérieur; sur ceux-ci sont figurés cependant aussi des lambeaux de Miocène, ce qui montre que les marnes sénoniennes des abords de Rucăr étaient alors considérées comme telles.

Anton Koch, en 1887 (38), rapportait les conglomérats de Bucegi en partie au Crétacé inférieur, en partie au Crétacé supérieur.

La même année, Uhlig (114), parlant en passant des conglomérats de Bucegi, les considère comme appartenant au Crétacé supérieur.

La même année aussi, Toula (111) trouvait l'important nid fossilifère dans les grès conglomératiques du complexe de Podul Cheii, dans la dépression de Podul Dâmboviței à l'E de Rucăr. Il y cite plusieurs formes de *Scaphites*, *Baculites*, *Belemnites*, etc., à côté d'autres Ammonites, dans certains grès ferrugineux. Il ne donne cependant aucune détermination spécifique. L'auteur considérait cette formation comme du Crétacé supérieur, sans la relier cependant aux conglomérats de Bucegi, qu'il attribuait à l'Eocène.

En 1897, P.-Hatzeg (75) présente une note sur l'âge des conglomérats de Bucegi, note dans laquelle il relie pour la première fois les conglomérats de synclinal des Bucegi à ceux, fossilifères, de la région de Rucăr. Sur des

Institutul Geologic al României

bases stratigraphiques et paléontologiques, il attribue au Cénomanien tous ces conglomérats, qu'il appelle dans leur ensemble « Conglomérats de Bucegi ».

Les arguments de P.-HATZEG, pour soutenir cet âge cénomanien, sont les suivants:

Les conglomérats de Bucegi supportent des marnes gris-rouges à *Belemnitella* aff. *mucronata* SCHL., sénoniennes, ce qui exclut un âge éocène.

Dans ces conglomérats, plusieurs points fossilifères ont été cités:

Dans Valea lui Ecle, près de Rucăr, il a recolté, *Rhynchonella* aff. *triangularis* WAHL., *Rh.* aff. *pisum* SOW., de nombreux Gastropodes du groupe *Eulima amphora* d'ORB., puis *Neithea (Vola) notabilis* MÜNST., *Ostrea* sp., *Pecten* sp., des Bryzoaires, etc.

Un autre point, c'est à Piscul cu Brazi, au NW de Petroșița [1]), où il trouvait dans les conglomérats des restes de Conifères, parmi lesquels, *Sequoia reichenbachi* GEINITZ.

Dans le mont Oarzele, entre Cotenești et Dragoslave, les conglomérats ont offert *Exogyra haliotidea* SOW.

Cette faune est semblable, dit HATZEG, à celle du « Plaener inférieur » allemand, qui correspond au Cénomanien français.

Egalement en 1897, M. SIMIONESCU (94) publie une liste de fossiles provenant du nid fossilifère découvert par TOULA à Podul Cheii; il fait paraître la même année un autre travail (96), contenant la description détaillée de cette faune. Celle-ci comprend les formes suivantes:

Stoliczkaia dispar d'ORB.
Puzosia planulata SOW.
» cfr. *austeni* SCHARPE
Schloenbachia inflata SOW.
Baculites gaudini PICT.
Scaphites meriani PICT.
Hamites (Anisoceras) armatus SOW.
Lytoceras (Gaudryiceras) aff. *sacya* FORBES
Nautilus sp.

L'auteur fait la remarque intéressante que, les fossiles de Podul Cheii rappellent de beaucoup la faune décrite par KOSSMAT de l'Inde (« Outatur Grup »); en particulier, *Lytoceras sacya* FORBES est propre aux dépôts de l'Inde et de l'Extrême Orient (Japon).

D'autre part, il compare cette faune à celle décrite par KILIAN dans le Cénomanien inférieur du SE de la France, et remarque plusieurs formes communes: *Schloenbachia inflata* SOW., *Stoliczkaia dispar* d'ORB., *Puzosia planulata* SOW., *P. austeni* SHARPE., *Hamites armatus* SOW. Il y a en même temps des formes communes avec le Vraconien de la Suisse, décrit par RENEVIER: *Schloenbachia inflata* SOW., *Puzosia planulata* SOW., *Stoliczkaia dispar* d'ORB., *Scaphites meriani* PICT., *Baculites gaudini* PICT., *Hamites armatus* SOW.

[1]) Dans la note en question P.-HATZEG marquait ce point au NE, mais il rectifie cette erreur dans ron travail de thèse.

Institutul Geologic al României

Cela étant, M. SIMIONESCU conclut que les grès conglomératiques de Podul Cheii représentent le Cénomanien inférieur, ou Vraconien.

M. SIMIONESCU considère les conglomérats de Rucăr, qui lui avaient offert entre temps des formes comme *Terebratula dutempleana* d'ORB. et *Pecten raulinianus* d'ORB., comme représentant un horizon inférieur par rapport à celui de Podul Cheii. Il s'ensuivait qu'en ce point l'Albien aussi serait représenté.

En 1898, POPOVICI-HATZEG reprend dans son travail de thèse (78) l'opinion qu'il avait exprimée dans sa note sur l'âge et l'extension des conglomérats.

La liste des fossiles recoltés dans Valea lui Ecle restait la même, à la seule différence que de formes voisines d'*Eulima amphora* d'ORB., il en faisait un nouveau genre avec une espèce nouvelle, *Trajanella munieri* HATZEG.

A la liste donnée par M. SIMIONESCU de Podul Cheii, P.-HATZEG ajoutait, comme formes nouvelles, *Puzosia mayoriana* d'ORB., *Puzosia* sp., *Pachyceras* aff. *gaultinum* PICT., *Aucella* sp.

La même année, M. SIMIONESCU, dans son travail de thèse, maintenait en général ses vues sur l'âge des conglomérats, qu'il divisait en deux zones:

une zone inférieure, appartenant à l'Albien, comprenant les conglomérats de Rucăr, à *Terebratula dutempleana* d'ORB., *Pecten raulinianus* d'ORB. et *Cidaris vesiculosa* GOLDF., etc.;

une zone supérieure, vraconienne, comprenant les grès conglomératiques de Podul Cheii, avec leur faune ammonitique dénotant la « zone à *Schloenbachia inflata* SOW. ».

Sur le Vraconien, M. SIMIONESCU se limite à dire qu'il est considéré par certains auteurs comme la partie supérieure de l'Albien, tandis que d'autres le rapportent à la partie inférieure du Cénomanien.

Il constate en même temps que les conglomérats sont transgressifs sur les formations plus anciennes (100, p. 32).

Pour ce qui concerne les conglomérats du synclinal des Bucegi, qu'il n'avait pas étudiés en détail, l'auteur combat, dans une note infrapaginale (100, p. 37), l'idée d'une connexion, sur la base des analogies de facies, admise par P.-HATZEG entre les conglomérats des Bucegi pr. dits, et ceux de la région de Dâmbovicioara.

Dans le mémoire de P.-Hatzeg (79), paru en 1899, nous trouvons décrites les formes fossiles du Crétacé supérieur des environs de Câmpulung et de Sinaia et, parmi elles, on remarque, comme espèces crées par lui, *Puzosia takei* et *Puzosia alimanisteanui*.

En partant de l'ensemble des formes décrites, aussi bien de Valea lui Ecle, que de Podul Cheii et de Piscul cu Brazi, P.-HATZEG conclut à un âge cénomanien inférieur de ces conglomérats.

En 1911, dans leur travail sur la structure en nappes du Flysch carpatique, M.M. MRAZEC et VOITEȘTI (53) considèrent comme cénomaniens les con-

Institutul Geologic al României

glomérats de Bucegi qui, ensemble avec d'autres formations, entrent dans la composition de la « nappe du conglomérat de Bucegi ». Les auteurs admettent pour ces conglomérats une assez grande extension, jusqu'en Bratocea et dans les Carpates Orientales (Ceahlău, Glodu).

L'opinion exprimée, en 1925, par M. JEKELIUS (32) est différente: les conglomérats des environs de Dâmbovicioara seraient albiens, tandis que les grès conglomératiques fossilifères de Podul Cheii, cénomaniens; cependant, du fait que la limite entre ces grès et conglomérats est confuse, il attribue l'entier complexe au Gault-Cenomanien.

Ce Gault-Cénomanien comprend également le conglomérat de la région pr. dite de Piatra Craiului, comme d'ailleurs aussi celui des environs de Bran qui, d'après nous, établit la liaison entre les conglomérats de Piatra Craiului et ceux des Bucegi. Dans le chapitre concernant les Bucegi, on trouve — dans le travail de M. JEKELIUS — les conglomérats de cette région considerés comme Crétacé, sans autre spécification.

Des considérations finales du travail, il semble se dégager qu'ils les parallélise aux conglomérats des régions voisines, donc à l'Albien.

L'auteur considère les conglomérats des deux régions comme formés pendant une régression, qui aurait donc commencé dans l'Albien. Pour lui, l'Aptien serait également représenté dans la partie supérieure des marnes néocomiennes de Dâmbovicioara; cet âge aptien serait indiqué par *Acanthoceras albrechti austriae* UHL., cité par M. SIMIONESCU, et par *Oppelia nissus* d'ORB. Il existerait par conséquent d'après cet auteur une continuité de sédimentation entre l'Aptien marneux et l'Albien conglomératique. La régression aurait été determinée par le soulèvement graduel du fond du géosynclinal.

M.M. MACOVEI et I. ATANASIU, dans leur travail de synthèse sur le Crétacé de la Roumanie (44, pp. 172—173), attribuent les conglomérats du synclinal des Bucegi à l'Aptien moyen et supérieur, leur partie supérieure pouvant être aussi albienne. Dans la région des Bucegi, on y trouve d'après eux — tout comme dans le Zăganu, le Ciucaș et le Ceahlău — des calcaires à Caprotines. Quant aux conglomérats de la région de Rucăr-Dâmbovicioara, ils les considèrent — sur la base de la faune trouvée antérieurement — comme appartenant au Cénomanien inférieur (Vraconien).

En 1936, M. VOITEȘTI (118, p. 51) interprète tous les conglomérats de la région de Bucegi—Piatra Craiului comme transgressifs, et comme représentant le Gault-Cénomanien.

Dans un récent travail, M. JEKELIUS (34) manifeste, aussi bien dans le texte que sur la carte annexée, des différences de vues importantes par rapport aux idées exprimées en 1925 (32).

Il considère (34, p. 389) les conglomérats de Bucegi comme formés au cours d'une phase de régression débutant dans l'Aptien supérieur. La partie inférieure de cet étage est en effet représentée, dans les marnes néocomiennes,

Institutul Geologic al României

par *Oppelia nissus* d'ORB. et par *Acanthoceras albrechti austriae* UHL. A la page 387 du même travail, l'auteur dit cependant que ces formes proviennent des mêmes couches qui ont fourni les formes barrémiennes.

La régression admise par M. JEKELIUS a duré depuis l'Aptien supérieur jusque dans l'Albien inclusivement, et c'est alors que les conglomérats de Bucegi se sont constitués. C'est aussi au cours de cette régression que d'après M. JEKELIUS la tectonique en écailles (Schuppenstruktur) des Bucegi a pris naissance.

Une nouvelle transgression a commencé d'après l'auteur avec le Cénomanien inférieur (Vraconien), et a duré jusqu'au Sénonien inclusivement. Dans la région des Bucegi, les grès supérieurs — considérés par nous en continuité de sédimentation avec les conglomérats de Bucegi (64), représentant donc le Cénomanien supérieur, et peut être le Turonien [1]) — sont attribués par M. JEKELIUS au Turonien-Sénonien. Les grès marquent d'après cet auteur une transgression du cycle cénomanien inférieur-sénonien par dessus les conglomérats de Bucegi. Le Cénomanien est absent dans les Bucegi sur la carte annexée. Nous avons déjà dit que l'auteur considère comme cénomaniens les conglomérats de Dâmbovicioara.

CONSIDÉRATIONS CRITIQUES SUR LES OPINIONS EXPRIMÉES SUR LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DES CONGLOMÉRATS DE BUCEGI

De l'ensemble de ces données, il se dégage — par rapport à l'âge des conglomérats de Bucegi — le fait que, les auteurs s'accordent en général pour attribuer au Cénomanien inférieur (Vraconien) les conglomérats de la région Dâmbovicioara—Rucăr; ceci, sur la base des fossiles en partie caractéristiques à Podul Cheii, parmi lesquels *Schloenbachia inflata* est typique pour le Vraconien.

Nous pouvons remarquer, à propos de l'opinion de M. SIMIONESCU par égard aux conglomérats de la région de Rucăr (Valea lui Ecle), qu'ils représenraient un horizon inférieur par rapport aux grès fossilifères de Podul Cheii — que, dans les deux endroits, l'assise fossilifère occupe un niveau proche de la base du complexe. Il est vrai qu'à Podul Cheii, cette assise fossilifère est gréseuse; cependant ce grès renferme des éléments grossiers, en particulier des débris de quartz, si bien que ce grès, compris d'ailleurs dans le complexe conglomératique, est lui-même un grès conglomératiques. Du reste, des niveaux de grès conglomératique se remarquent fréquemment dans la série, tout près de sa base. A ce sujet, nous pouvons dire que, d'après nos propres observations dans Valea Andreiașului, près de son débouché, on trouve, à la base, des grès grossiers, supportant un horizon de conglomérats à gros

[1]) Ces grès ont été rattachés par nous au Cénomanien sup.—Turonien, du fait de leur identité de facies et de situation stratigraphique avec ceux de la région de Rucăr.

Institutul Geologic al României

éléments (d'un diamètre de 10—30 cm). Comme nous le montrerons dans la suite en décrivant d'autres coupes, les grès ne se situent pas uniquement à la partie supérieure des conglomérats de la région de Rucăr, mais ils commencent à s'intercaler depuis leur partie basale. C'est justement la situation qui se présente à Podul Cheii. Vu la fréquence des variations longitudinales de facies dans les environs de Rucăr, on ne saurait affirmer que l'horizon de conglomérats à petits éléments fossilifères de Valea lui Ecle est inférieur dans la série aux grès conglomératiques de Podul Cheii. D'ailleurs P.-HATZEG a montré que les fossiles de Podul Cheii — consistant uniquement en Céphalopodes — sont synchrônes de ceux de Valea lui Ecle — plus variés, représentés par des Brachiopodes, Lamellibranches, Gastéropodes, Echinides; et que les deux ensembles ont des représentants dans le Plaener allemand (Cénomanien).

Basé sur le passage graduel de l'horizon fossilifère intercalé près de la base du complexe vers la partie supérieure, exempte de fossiles mais de même facies, nous considérons l'horizon fossilifère comme étant d'âge vraconien, englobé dans la base du Cénomanien et représentant la première phase de la transgression du Crétacé supérieur.

Le rattachement du Vraconien au Crétacé supérieur est appuyé par bien de faits constatés en d'autres régions.

En effet, dans la région prébalkanique de la Dobrogea, M. MACOVEI (45, p. 200—202) attribue au Cénomanien un paquet de grès épais de 20 m, montrant toujours à la base un horizon de conglomérats de 50 à 80 cm d'épaisseur. Cet horizon de conglomérats contient des concrétions de phosphate de chaux, dont certaines ne sont que des fragments de fossiles albiens roulés. En dehors de ces formes, le conglomérat contient une faune cénomanienne; M. Macovei y a déterminé 16 espèces, parmi lesquelles on remarque, *Schloenbachia inflata* SOW., *Hamites armatus* SOW. et *Puzosia planulata* SOW., formes communes avec le gisement de Podul Cheii.

Dans l'horizon gréso-marneux, au-dessus des conglomérats, M. MACOVEI cite, *Acanthoceras mantelli* SOW., *Exogyra columba* SOW., *Belemnites minimus* LIST.

D'après M. MACOVEI, les conglomérats de base à *Schloenbachia inflata* SOW. appartiennent au Cénomanien inférieur, qui est surmonté par la « zone à *Acanthoceras mantelli* ». Or, cette dernière forme a été citée par PAUL (voir P.-HATZEG, p. 119) également dans le conglomérat de Bucegi.

En ce qui concerne *Belemnites minimus* LIST., qui a été cité dans l'horizon conglomératique, et dans la « zone à *Acanthoceras mantelli* », il perd la qualité de fossile caractéristique pour l'Albien.

D'autre part, dans le travail sur le Rif marocain, par M. LACOSTE (41), on constate dans la région méridionale du Rif, dans la zone du « sillon prérifain », la présence d'une série uniforme de marnes calcaires et de marnes

Institutul Geologic al României

argileuses, série qui a fourni dans sa partie de base une faune à *Mortoniceras (Schloenbachia) inflatum* Sow., *Puzosia mayoriana* d'Orb., *Hamites (Anisoceras) armatus* Sow., formes rencontrées toutes dans le Vraconien de Podul Cheii. Au-dessus du Vraconien, dans la même zone, suit — développé sous le même faciès de marnes calcaires et de marnes argileuses — le Crétacé supérieur, ne renfermant comme macrofaune que des fragments d'Inocérames.

M. Lacoste englobe le Vraconien à *Schloenbachia inflata* Sow. dans le Crétacé supérieur. En cela, il se base sur les caractères lithologiques identiques, et sur la présence de *Rosalina linnei* d'Orb. qui, au Maroc tout comme dans les régions alpines et pyrénéennes, est cantonnée dans le Crétacé supérieur, depuis le Vraconien jusque dans le Sénonien inclusivement.

Afin de montrer l'étroite ressemblance de position stratigraphique entre les conglomérats de la région de Dâmbovicioara—Rucăr—Piatra Craiului et ceux de la région des Bucegi, nous décrions dans ce qui suit plusieurs coupes de ces deux régions. Ensuite, nous pourrons reprendre le fil de notre discussion.

Synclinal occidental (Piatra Craiului). Valea lui Ecle. Dans la rive gauche de cette vallée, près du lit de la rivière, affleurent des schistes sériciteux et chloriteux à quartz. Au-dessus, à 30 ou 35 m du niveau de l'eau, se trouvent les conglomérats, dans lesquels on peut observer, à la base, un mince horizon formé par des blocs assez volumineux, de quelques décimètres cubes; cet horizon passe rapidement à des conglomérats à éléments plus petits, souvent au-dessous de 4 mm diam. Ces conglomérats se maintiennent vers le haut sur environ 150 m, jusqu'au dos de la colline parallèle à cette vallée. Ces deux niveaux, le mince horizon de base et celui des conglomérats à petit éléments, sont formés exclusivement de schistes cristallins. A relever le fait important de l'intercalation fréquente de bancs de grès conglomératiques; cela, depuis leur base même.

Les éléments constitutifs de ces bancs, très uniformes comme grosseur, dépassant à peine 3 mm diam., consistent en grains de quartz, en fragments de chloritoschistes, d'amphibolites, etc. Les paillettes de mica manquent. Cette absence du mica et l'uniformité du grain différencient ces bancs de Valea lui Ecle par rapport au banc fossilifère de Podul Cheii.

Les conglomérats à petits éléments de la rive gauche de Valea lui Ecle montrent souvent des fragments d'*Ostrea*, des piquants et des plaques d'Echinides, etc. Ils nous ont offert vers leur base un fragment de *Belemnites minimus* List. C'est dans ce banc que P.-Hatzeg a recolté les fossiles dont nous avons donné plus haut la liste.

Dans Valea lui Andreiaș, près des premières maisons du village de Rucăr, nous avons noté dans le lit même de la vallée un horizon de grès conglomératîque montrant des paillettes de mica et des éléments de quartz et de schistes cristallins. Ce banc, épais d'environ 6 m, rappelle

Institutul Geologic al României

beaucoup comme facies le banc fossilifère de Podul Cheii. Au-dessus de ce banc, se développe un horizon plus important de conglomérats à éléments plus gros, jusqu'aux dimensions du poing.

Au confluent de V a l e a P r e o t u l u i, dans la rive gauche de Râușorul, au-dessus du cristallin on remarque des conglomérats dans lesquels s'intercalent des bancs de grès conglomératiques montrant dans le ciment des paillettes de mica en abondance. Elles nous ont fourni, vers leur base de fragments de *Cidaris*. Vers la partie supérieure, les conglomérats passent à un horizon de grès micafères, absolument dépourvus de quartz, jaunâtres quand ils sont altérés, gris-bleu sur cassure fraîche. Ces grès offrent souvent des restes de plantes incarbonisées.

Plus haut, en amont de la vallée, l'horizon de grès recouvre les conglomérats d'une deuxième écaille, ces grès ayant la même situation que les précédents, donc parfaitement concordants avec le complexe conglomératique cénomanien.

Sur les grès micafères, se dispose en continuité de sédimentation un paquet de marnes terrigènes, parfois sableuses, brunes ou gris-bleu, offrant de rares débris d'Inocerames. P.-HATZEG a décrit, de marnes absolument identiques du flanc N de la Posada, *Inoceramus lingua* GOLDF. Ce complexe marneux est donc certainement sénonien. Dans Valea Preotului, on observe donc un passage graduel de sédimentation depuis le Cénomanien inférieur jusque dans le Sénonien.

A l ' E d e R u c ă r, entre cette localité et Pleașa-Posada, on observe à nouveau la concordance entre les marnes sénoniennes et le complexe cénomanien. Plus encore: dans la même zone, au sources de Valea Rovinei, apparaissent au-dessous des marnes sénoniennes les grès micafères de passage entre le complexe conglomératique cénomanien et le Sénonien.

A l ' W d e P o d u l D â m b o v i ț e i, entre cette localité et la crête Pleașa—Posada, on peut noter la coupe suivante. A la base, les calcaires tithoniques dans le lit de la Dâmbovița. Au-dessus et en transgression, le complexe gréseux conglomératique cénomanien, avec des bancs à gros éléments à la base et des grès conglomératiques dans les niveaux supérieurs. Plus haut, vers Pleașa—Posada, apparaît le complexe marneux sénonien, concordant — d'après la direction et le pendage des couches — avec les conglomérats. Les grès de passage entre les conglomérats et les marnes ne sont pas visibles à cet endroit.

Etant donné le passage graduel de sédimentation constaté dans les environs de Rucăr, entre les marnes sénoniennes et les grés conglomératiques cénomaniens, nous avons affirmé dès 1935 (62), qu'il s'agit dans la région de Rucăr d'un deuxième cycle sédimentaire, comprenant tous ces dépôts entre le Cénomanien inférieur et le Sénonien. En conséquence, le Turonien est aussi représenté dans ce complexe par les grès micafères. Ceci, bien entendu, sous la réserve imposée par l'absence de fossiles caractéristiques; en effet, les restes

Institutul Geologic al României

de plantes mentionnés sont impropres à donner des indications précises, et les nombreuses coupes minces dans ces grès que nous avons examinées n'offrent aucune trace de microorganismes.

Nous accentuons le fait que les grès micafères, attribués ici au Turonien, ne peuvent être confondus sur le terrain avec les intercalations de grès grossiers du complexe cénomanien. Dans ce complexe, même quand les bancs de grès conglomératiques contiennent du mica, celui-ci est subordonné aux débris, en particulier de quartz; d'autre part, les grès micafères sont stratifiés en minces plaquettes, tandis que les grès conglomératiques se présentent toujours en bancs.

Il résulte de tout ceci que, dans la série du Crétacé supérieur de Podul Dâmboviței, s'individualise un complexe que nous appelons le « complexe gréseux conglomératique cénomanien », épais d'environ 250 m. Ce complexe est formé en général par un horizon de conglomérat à gros éléments à la base surmontant, soit les schistes cristallins, soit les calcaires tithoniques, soit le Néocomien. Au-dessus, suivent des conglomérats à éléments plus petits dans lesquels s'intercalent, dès la base, des bancs épais de grès conglomératiques, avec ou exempts de mica. Ces bancs sont de plus en plus fréquents vers la partie supérieure, où se developpe enfin l'horizon de grès micafères turoniens, qui couronne le complexe cénomanien. Du fait de l'érosion, ces grès turoniens de même que les marnes sénoniennes, ne se sont que rarement conservés.

Les marnes sénoniennes, comme les grès micafères sont cantonnés dans le synclinal occidental, uniquement à l'W de Podul Dâmboviței, dans les environs de Rucăr; aussi dans un lambeau isolé, à Pravăț, à l'extrémité S de la région.

A l'E de Podul Dâmboviței, se trouve un lambeau de conglomérats, qui recouvre à l'W, au N et à l'E aussi bien les calcaires tithoniques que les marnes néocomiennes. Vers le S, le lambeau est transgressif sur le cristallin. Dans un banc de grès grossiers de ce complexe, se trouve — à Podul Cheii — le nid fossilifère que M. SIMIONESCU et P.-HATZEG ont décrit.

Dans les grés conglomératiques à l'E de Podul Dâmboviței, nous avons trouvé *Schloenbachia* aff. *rostrata* SOW. et *Exogyra* sp. Dans les conglomérats de Valea lui Ecle nous avons recolté, en dehors de *Belemnites minimus* LIST., *Ostrea (Alectryonia) santonensis* SOW. et *O. diluviana* SOW., ensemble avec des piquants de *Cidaris*. On trouve des restes d'Ostreides et de piquants de *Cidaris* aussi dans les conglomérats situés à l'embouchure de Valea Preotului.

Pour terminer nos remarques sur la situation stratigraphique des conglomérats dans le synclinal occidental, nous devons ajouter que, dans les environs du village de Dâmbovicioara et dans Dealul Sasului, les conglomérats cénomaniens sont transgressifs sur les marnes néocomiennes. Dans la vallée de Dâmbovicioara, au S de la grotte, il y a discordance nette entre les conglomérats, restés ici horizontaux, et les marnes néocomiennes du support, inclinées ici de 20° vers le NW.

Institutul Geologic al României

Synclinal oriental (Bucegi). Les observations dans la région de Bucegi nous ont conduit à la constatation que nous avons faite aussi à une autre ocasion (64), que les conglomérats cénomaniens recouvrent ici aussi en discordance et en transgression les dépôts du premier cycle, parfois le cristallin lui-même. Ici aussi les conglomérats moulent un ancien relief résultant d'une érosion subaérienne antérieure, précénomanienne.

Nous savons déjà que, dans les Bucegi, un lambeau très réduit de marnes néocomiennes s'est conservé à Poliţa, dans le flanc W du synclinal; à l'E, le

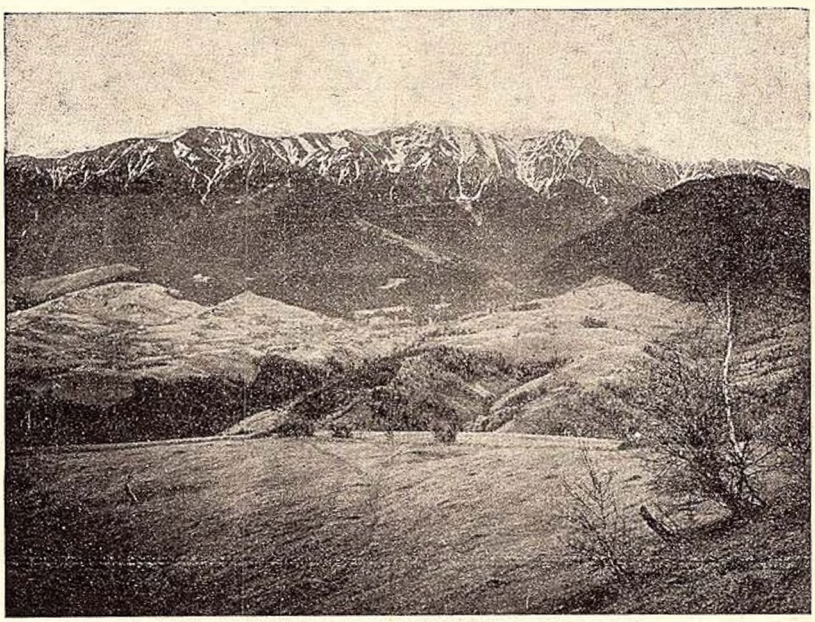


Fig. 6. — Crête des Bucegi, constituée par des conglomérats en transgression sur les calcaires tithoniques et les schistes cristallins. Vue de Bran (Foto KRĂUTNER).

Berriasien seul est représenté dans les affleurements de S-ta Ana—Piatra Arsă. Les dépôts du premier cycle ont donc été ici bien plus affectés par l'érosion précénomanienne que dans Piatra Craiului.

Comme les auteurs qui nous ont précédés, nous avons constaté aussi que le complexe conglomératique ne renferme pas, dans les Bucegi, des fossiles et aussi que son épaisseur est bien plus considérable que dans la région de Dâmbovicioara: environ 1.000 m d'importance, contre 250 m.

Par les conglomérats de la région de Bran, les conglomérats du synclinal oriental se relient à ceux, fossilifères, de la Dâmbovicioara—Podul Dâmboviţei, comme à ceux de la région proprement dite de Piatra Craiului. Il s'ensuit

Institutul Geologic al României

que l'idée de continuité entre les deux régions, envisagées d'abord par POPOVICI-HATZEG, qui a donné de l'extension au terme de « conglomérats de Bucegi » et a considéré l'ensemble des ces conglomérats comme d'âge cénomanien, — est parfaitement justifiée. À l'appui des arguments produits par P.-HATZEG s'ajoutent nos propres constatations, que: aussi bien dans les Bucegi que dans Piatra Craiului, les conglomérats recouvrent en transgression les formations du premier cycle. Donc la même discordance s'observe dans les deux régions, et la même interruption dans la sédimentation du premier cycle à la fin du Barrémien.

On constate également, quelque soit le développement de ces conglomérats, qu'ils présentent eux-aussi des intercalations de bancs à grain plus fin de grès conglomératiques, qui deviennent toujours plus fréquentes vers la partie supérieure. Ces niveaux passent ensuite à des grès micafères en plaques, de couleur gris-bleu, dans lesquels s'intercalent des marnes gréseuses plus friables et de même couleur.

L'horizon des grès micafères se retrouve autant dans les Bucegi, dans Valea Izvorului, qu'entre Valea Ialomiței et la crête de conglomérats Cocora—Pietrosul—Nucet.

Nous avons constaté une ressemblance pétrographique complète entre les grès supérieurs micafères des Bucegi et les grès micafères de Rucăr, où ils font passage entre le complexe gréseux conglomératique cénomanien et les marnes sénoniennes. Ceci nous a décidé (64) de les considérer du même âge, c'est-à-dire que les grès de la région des Bucegi sont également cénomaniens supérieurs-turoniens.

On ne rencontre plus dans les Bucegi l'horizon des marnes sénoniennes des environs de Rucăr. Il a été balayé par l'érosion durant le Tertiaire. Cependans M. JEKELIUS a cité (34, p. 395) un fragment de *Kossmaticeras theobaldianus* STOL., provenant des grès supérieurs de Valea Dorului, et qui d'après l'auteur est caractéristique pour le Sénonien. Il se pourrait donc que cet étage soit aussi représenté dans les grès supérieurs des Bucegi.

En tous cas, nous devons accentuer sur le fait que nous avons observé un passage graduel entre les grès turoniens-sénoniens des Bucegi et les conglomérats cénomaniens qui les supportent. Comme à Rucăr donc, la sédimentation s'est poursuivie ininterrompue, du Cénomanien au Turonien, et jusque dans le Sénonien.

Dans les coupes que l'on peut lever dans les Bucegi, en montant vers le haut plateau des Jepi — soit du côté de V â r f u l c u D o r, soit par P i a t r a A r s ă, ou le long du f u n i c u l a i r e de S c h i e l, — on remarque des passages graduels, vers la partie supérieure, à des intercalations de plus en plus fréquentes de grès conglomératiques. Ensuite, sur le plateau, on trouve en continuité de sédimentation l'horizon de grès micafères, bien développés dans V a l e a D o r u l u i.

Institutul Geologic al României

Du fait de la rigidité du conglomérats, le Crétacé supérieur a été affecté par de nombreuses failles, qui ont déterminé la naissance de plusieures écailles. Ainsi, sur le plateau des Jepi, on remarque une faille N-S passant à l'W de Valea Dorului. Les conglomérats se trouvant à l'W de cette vallée, sur les hauteurs de Cocora—Pietrosul—Lăptici—Nucet, se trouvent à la base d'une puissante écaille parallèle à la crête de l'abrupt oriental des Bucegi. Cette écaille est à son tour fracturée transversalement et supporte en concordance, au-dessus des conglomérats, les grès supérieurs micafères, se développant à l'W de la crête Cocora—Nucet, vers la vallée de la Ialomița.

A l'E de Valea Dorului, le plateau des Bucegi est fracturé transversalement, les failles passant entre les écailles monoclinales, comme celles de Piatra Arsă, Furnica, Vârful-cu-Dor, Păduchiosul, lesquelles supportent toutes en concordance, au-dessus des conglomérats cénomaniens, les grès micafères supérieurs.

Ces observations mettent en évidence, d'une part la transgression du deuxième cycle de sédimentation dans les Bucegi et Piatra Craiului, transgression débutant par le Cénomanien inférieur; d'autre part, la continuité de sédimentation entre les conglomérats cénomaniens et les grès et les marnes turonien-sénoniennes ressort nettement.

Nous ne partageons pas l'avis de M. JEKELIUS suivant lequel les conglomérats de Bucegi seraient d'âge aptien supérieur-albien. Le seul argument, en effet, soulevé par l'auteur, c'est leur caractère regressifs, donc la continuité de sédimentation avec les marnes néocomiennes des Bucegi et des environs de Brașov. Or, nous sommes en mesure de constater — aussi bien d'après les données du terrain, que d'après la carte de M. JEKELIUS — que les conglomérats de Bucegi, comme ceux de Dâmbovicioara—Rucăr transgressent de beaucoup les contours des formations du premier cycle, s'étendant jusque sur le cristallin.

Dans les Bucegi, on peut observer la transgression des conglomérats sur le cristallin, aussi bien à l'extrémité sud du flanc occidental, au S de Valea Tătarului, que dans la partie nord de ce flanc, où les conglomérats débordent le flanc W et passent dans la région de Bran. Dans les environs de Rucăr aussi, les conglomérats cénomaniens dépassent les limites du Tithonique et arrivent, entre Valea lui Ecle et Valea lui Maldăr, à s'appuyer directement sur le cristallin. Or, cette grande extension des conglomérats par-dessus les limites du premier cycle montre une trangression. En effet, s'il s'agissait de régression, celle-ci se traduirait sur la carte par une aire de répartition plus restreinte que celle des formations plus anciennes — qu'ils suivent, dans cette hypothèse, en continuité de sédimentation. Ceci n'est aucunement pas le cas des conglomérats de Bucegi.

Nous avons montré déjà aussi que la forme *Oppelia nissus* d'ORB. — trouvée par M. JEKELIUS dans le Néocomien de Brașov — autant que *Acanthoceras*

Institutul Geologic al României

albrechti-austriae UHL., recueilli par M. SIMIONESCU, dans le Néocomien de Dâmbovicioara ont, les deux, été trouvées dans le même horizon qui a fourni la faune barrémienne. C'est une question importante, puisque c'est sur ces formes que M. JEKELIUS appuye son opinion qu'une partie du Néocomien marneux serait déjà aptien. Or, il semble bien que les deux formes, apparues dès le Barrémien, n'y soient pas caractéristiques. Le fait a été signalé aussi par M.M. MACOVEI et ATANASIU (45, p. 156): *Acanthoceras albrechti austriae* UHL. est connu, en Allemagne, dès le Barrémien.

Un fait qui appuye d'une manière très efficace notre point de vue, c'est l'existence d'un relief d'érosion précénomanien, qui est moulé par les conglomérats cénomaniens. Cette érosion précénomanienne peut le plus naturellement être considérée comme la suite d'une exondation provoquée par les mouvements mésocrétacés. Ces mouvements, qui sont étudiés plus loin en détail, interrompent le premier cycle de sédimentation à la fin du Barrémien. Ils se placent dans l'Aptien; et l'érosion très intense — durant l'Albien — explique bien l'absence dans la majeure partie de la région des formations néocomiennes.

Il y a une autre question. Bien que M. JEKELIUS estime, comme nous-même, que les grès micafères de la partie supérieure des conglomérats soient turoniens et sénoniens, il les considère comme transgressifs sur les conglomérats de Bucegi.

Dans la région de Braşov la transgression aurait débuté d'après M. JEKELIUS, avec le Cénomanien. Il est à remarquer cependant que le Cénomanien n'est pas mentionné sur la portion de la carte de M. JEKELIUS qui coïncide avec notre région.

De l'étude des coupes décrites plus haut résulte un passage insensible des conglomérats de Bucegi aux grès micafères supérieurs turoniens et sénoniens.

Un autre fait milite contre l'idée admise par M. JEKELIUS d'une transgression de ces derniers: sa propre carte atteste que les grès micafères recouvrent partout des formations qui leur sont immédiatement inférieures dans l'échelle stratigraphique; à savoir, les conglomérats du flanc oriental du synclinal, à l'E de la Ialomiţa. Ces grès viennent, à l'W de la Ialomiţa, en contact par faille, avec les calcaires de l'endroit. Cette faille qui passe par la vallée supérieure de la rivière n'est pas marquée sur la carte de M. JEKELIUS; l'auteur l'admet cependant, car nous la trouvons dans la coupe III de la même planche. Les contours cartographiques de l'esquisse de M. JEKELIUS ne nous autorisent pas à croire à une transgression des grès turoniens-sénoniens dans les Bucegi.

Une dernière remarque est à faire à propos du Turonien-Sénonien marqué sur la carte de M. JEKELIUS dans les contrées au S et à l'W de Bran; nous devons dire n'avoir jamais trouvé dans ces endroits les grès micafères et les marnes supérieures. Dans la région de Bran, nous n'avons remarqué que des conglomérats et des grès grossiers conglomératiques, cénomaniens.

Institutul Geologic al României

LA DISTRIBUTION DU CÉNOMANIEN

Les conglomérats de Bucegi se présentent dans la région du synclinal oriental comme une grande plaque faiblement plissée, constituant un large synclinal.

Cette énorme dalle de conglomérats, longue du S au N de 24 km, s'arrête vers l'E à la ligne frontale des Bucegi.

Dans le flanc W, les conglomérats s'appuyent sur les calcaires tithoniques affleurant sur la crête Tătaru—Strunga—Polița. Ils se relient dans les parages de Valea Poarta aux conglomérats de la région de Bran.

Les calcaires tithoniques de Strunga supportent également un petit lambeau de conglomérats, à l'E de l'ancienne douane. Le lambeau qui se trouve derrière la cabane de Padina, au N de Valea Colților, s'appuye aussi sur des calcaires tithoniques.

Un autre lambeau, important par le fait qu'il montre la transgression sur le cristallin des conglomérats, c'est celui qui se trouve au S de Valea Tătarului, entre cette vallée et Bolboci. Les conglomérats s'avancent jusqu'au chemin entre Deleanu et Tătaru.

Dans la région de Bran, les conglomérats recouvrent directement le cristallin de la Leaota, lequel affleure en quelques endroits de sous la couverture de conglomérats. Dans cette région, ils recouvrent en transgression aussi les formations du premier cycle de sédimentation de la partie N et centrale du synclinal de Piatra Craiului, pénétrant profondement comme une apophyse étroite jusqu'aux marnes néocomiennes de Valea Izvorului, Ciocanul et Dâmbovicioara, et s'étendant jusque dans le versant nord de Valea Zambilei. Vers l'W, la couverture de conglomérats des environs de Bran se prolonge jusqu'au-dessous de la crête Cojea—Gâlma Spărturilor, qui constitue le flanc oriental du synclinal de Piatra Craiului—Pietricica—Cojea.

Dans le reste du synclinal occidental, les conglomérats et les grés conglomeratiques se trouvent plutôt en lambeaux, grands et petits, isolés les uns des autres par l'érosion tertiaire qui a fragmenté la couverture primitive.

Voici ces lambeaux:

1. D'abord, le grand lambeau de l'axe du synclinal de Piatra Craiului—Pietricica—Cojea; ces conglomérats comportent une majorité d'éléments calcaires, empruntés au soubassement qui est exclusivement formé par des calcaires tithoniques.

2. Ensuite, le lambeau de forme circulaire, compris entre Valea-cu-Ulucile, la Dâmbovicioara supérieure et Valea Brătoaiei; il comprend le point nommé « La Morminte ».

3. Le lambeau étroit et allongé en direction NW, de Plaiul Mare.

4. Le lambeau de Valea Orățiilor, au N de Dealul Sasului, recouvrant en transgression le Néocomien. Il a été séparé, comme la carte le montre,

Institutul Geologic al României

de la couverture continue Bran—Valea Izvorului par l'érosion récente de Valea Zambilei.

5. Le lambeau à l'E de la Dâmbovița et au S de Dealul Sasului—Valea Cheii.

6. Le lambeau entre Gâlma Dâmbovicioarei—Gâlma Borii, qui traverse la chaussée nationale au canton du début de Valea Urdărita.

Il y a ensuite les lambeaux disposés sur l'ancien relief précénomanien des calcaires tithoniques, à savoir:

7. Celui du début de Valea Izvorului, qui recoupe la chaussée nationale un peu plus haut de l'ancienne douane Giuvala.

8. Le lambeau à l'E de Giuvala.

9. Le lambeau à aspect sinueux entre Fundata et Fundățica.

10. Le lambeau isolé, recouvrant à la fois le cristallin et les calcaires tithoniques du Clăbucetul, au point dit « La Bisericuță ».

A l'W de Valea Dâmboviței, nous trouvons:

11. Le lambeau à l'W de Podul Dâmboviței, qui supporte les grès et les marnes turoniens et sénoniens au-dessous de Pleașa Posada.

12. Le lambeau plus septentrional de Valea Arșiței—Valea Jugei.

13. Le petit lambeau recouvrant les calcaires de Piatra—Posada.

14. Le petit lambeau du versant W de Posada, qui supporte à l'E de Rucăr les grès et les marnes turoniens et sénoniens.

15. Les conglomérats à l'W et au N de Rucăr, recouverts à l'E par les marnes et les grès turoniennes et sénoniennes. Entre Valea lui Ecle et Valea lui Maldăr, ces conglomérats sont transgressifs sur le cristallin.

16. Les conglomérats qui se trouvent au-dessous de Măgura—Rucăr, au S de Vârful Măgura—Rucăr.

17. Le lambeau étroit et sinueux de Plaiul lui Maldăr recouvrant le cristallin.

18. Le petit lambeau entre Valea Râușorului et Valea Dârstei.

19. Le lambeau découpé en franges sur les bords par l'érosion, au-dessous du versant oriental du Mont Căpitanul.

20. Au S du précédent, un petit lambeau sous la côte 1376 de la même montagne.

21. Enfin, bien plus au S, dans Valea Pravățului, un lambeau de conglomérats cénomaniens supportant du Turonien et du Sénonien, et qui ensemble sont chevauchés par le cristallin.

TURONIEN—SÉNONIEN

En nous occupant plus haut du Cénomanien, nous avons montré, afin de clarifier la situation stratigraphique de celui-ci, que le complexe gréseux conglomératique supporte en concordance, dans la région de Rucăr, une série de grès micafères à traces de plantes. Les grès se présentent en plaquettes jusqu'à 5

Institutul Geologic al României

cm d'épaisseur, gris-bleu en cassure fraîche, rouge-jaunâtre quand ils sont altérés. Ces grès passent, également en concordance, vers le haut à la série des marnes à *Inoceramus lingua* GOLD., sénoniennes.

La concordance et les passages insensibles entre ces trois ensembles, nous ont décidé dès 1935 (62) de considérer le niveau moyen, celui des grès micafères, comme représentant le Turonien.

Les levers que nous avons faits par la suite, dans les Bucegi, nous ont occasionné de retrouver ce niveau, sous un facies semblable et occupant une situation stratigraphique identique. Il manque cependant ici le niveau de marnes à *Inoceramus lingua* GOLD. des environs de Rucăr, fait qui est à mettre au compte de l'érosion. Nous devons cependant remarquer, que les grès micafères sont bien plus développés et plus épais dans la région de Bucegi, que dans les environs de Rucăr (40 à 50 m contre 5—6 m dans la dernière région).

Dans son travail sur la géologie des environs de Braşov, M. JEKELIUS (34) cite l'espèce *Kossmaticeras theobaldianus* STOL., trouvé dans les grès de Valea Dorului (plateau des Bucegi), forme caractéristique pour le Sénonien. Etant donné la puissance notable des grès micafères dans les Bucegi, il est possible qu'ils représentent, par leur partie supérieure d'où provient probablement la forme citée par l'auteur, le Sénonien. Il s'ensuivrait que les marnes sénoniennes de Rucăr, à *Inoceramus lingua* GOLD., ont leur équivalent stratigraphique dans la partie supérieure des grès micafères des Bucegi.

M. JEKELIUS considère le complexe gréseux micafère de la partie supérieure des conglomérats de Bucegi, également d'âge turonien et sénonien, mais — comme je l'ai déjà remarqué — il estime en même temps qu'il est transgressif par rapport aux conglomérats. Il n'est pas cependant possible de séparer, dans les Bucegi, deux horizons stratigraphiques distincts dans les grès micafères. Le cas se présente bien dans les environs de Rucăr; mais, dans les Bucegi, nous comprenons l'entier horizon supérieur sous le terme de Turonien-Sénonien, comme d'ailleurs M. JEKELIUS le fait aussi.

Du fait de l'érosion prolongée durant le Tertiaire, le Turonien-Sénonien n'affleure dans notre région qu'en lambeaux isolés; cela aussi bien dans les Bucegi que dans le synclinal de Piatra Craiului, où ils sont cantonnées dans les environs de Rucăr. Ces lambeaux recouvrent toujours un substratum de conglomérats cénomaniens. Quand on les trouve au contact des calcaires tithoniques, ce contact a lieu par faille. Nulle part on n'observe ces grès à la surface du Tithonique ou du cristallin, ce qui est un fort argument contre l'idée qu'ils seraient transgressifs.

Dans les B u c e g i, la formation turonienne-sénonienne des grès micafères en plaquettes, parmi lesquels s'intercalent parfois des niveaux marneux, eux-aussi un peu micafères, montre la répartition suivante:

Un grand lambeau à contours anguleux sur le plateau des Jepi. Il est tranché à l'W par une faille passant au-dessous de la crête conglomératique

Institutul Geologic al României

des hauteurs Cocora—Pietrosul—Lăptici—Blana—Nucet. A l'E, les grès micafères s'étendent vers la crête du versant oriental des Bucegi ayant un contour anguleux. Cette disposition est due à la tectonique en écailles monoclinales à inclinaison SW de ce versant; chacune des haute ursbien connues dominant Bușteni et Sinaia (Jepii, Piatra Arsă, Furnica, Vârful cu Dor, Păduchiosul) représente une de ces écailles, constituée à la base par les conglomérats, à la partie supérieure par les grès micafères. A l'E de la vallée supérieure de la Ialomița, se trouvent encore quatre de ces lambeaux.

Un petit lambeau, le plus septentrional, commence sous le sommet de Babele et s'étend vers le S en s'effilant jusqu'à proximité de la cabane du Touring-Club.

Le grand lambeau de grès micafères compris entre Vârful Cocora au N, le Mont Blana au S, et la vallée de la Ialomița à l'W se dispose en concordance sur les conglomérats, en formant un petit synclinal à flancs faiblement inclinés (jusqu'à 15°).

Le lambeau de faibles dimensions entre Culmea Blana au N, Culmea Nucetului à l'E et au S, et Valea Ialomiței à l'W.

Enfin, le grand lambeau sinueux de Valea Dichiului, s'étend entre la Ialomița, à l'W et Muntele Dichiu au S. Il est limité vers le N par Nucetul et Oboarele.

Dans le synclinal de Piatra Craiului, les dépôts turoniens-sénoniens sont bien plus réduits en étendue que dans les Bucegi; ils sont cantonnés dans le SW, dans la région de Rucăr et à Pravăț. Dans ces endroits, le Sénonien est comme nous l'avons dit individualisé aussi pétrographiquement, sous forme de marnes qui dépassent en épaisseur les grès micafères inférieurs attribués au Turonien. Ici aussi ces niveaux se trouvent sous forme de lambeaux.

Un de ces lambeaux, étroit, allongé vers le NW, se trouve à l'W de Podul Dâmboviței, au-dessus du complexe conglomératique cénomanien de la dépression. Il prend contact par faille à l'W avec le Tithonique de Pleașa—Posada. A leur terminaison NW, les marnes de ce lambeau sont écrasées entre les calcaires tithoniques de Pleașa—Posada et ceux de Valea Ratei.

De suite à l'E de Rucăr, et recouvrant normalement les conglomérats cénomaniens, se trouve un autre lambeau turonien-sénonien, qui bute par faille à l'E contre les calcaires tithoniques et le conglomérats de Pleașa—Posada. Ici les marnes renferment — surtout vers Posada — de nombreuses concrétions sphéroïdales ferrugineuses.

Un petit lambeau de grès turoniens, dépourvus de leur toit de marnes, se trouve au N de Rucăr, au débouché de Valea Preotului, sur la rive gauche du Râușorul.

On trouve aussi des grès et des marnes d'âge turonien-sénonien dans Valea Preotului, au-dessous de Măguricea.

Institutul Geologic al României

A l'extrémité SW de la région, aux sources de Valea Pravățului, s'appuye sur le complexe cénomanien un autre lambeau turonien-sénonien, formé à la base par des grès micafères réduits comme épaisseur qui supportent des marnes sénoniennes. Ce lambeau est chevauché, ensemble avec les conglomérats cénomaniens, par le cristallin qui se trouve au N, dans le Mont Plăișorul.

II. ZONE ORIENTALE

LE FLYSCH CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE LA BORDURE ORIENTALE DES BUCEGI

Le complexe des couches du Flysch crétacé inférieur situé dans la région de la Prahova est séparé du massif de Bucegi par une ligne importante de chevauchement. Ce complexe est représenté par le facies bien connu des Couches de Sinaia, d'âge valanginien-hauterivien, qui est très différent du Néocomien vaseux ammonitique de Piatra Craiului—Bucegi.

A l'E de la Prahova, au-dessus des Couches de Sinaia, apparaît un complexe gréseux en gros bancs, qui plonge sous les conglomérats de Bucegi. De ce complexe gréseux de la partie supérieure de la première écaille de Valea Peleșului (Sinaia), M. PROTESCU (84) a décrit une faune barrémienne.

Ce Barrémien à facies néritique-gréseux, de Flysch, est lui aussi entièrement différent du facies vaseux des marnes valanginiennes — hauteriviennes-barrémiennes des Bucegi (Poliță) et de Dâmbovicioara. Les fossiles décrits du Barrémien de Sinaia proviennent d'un seul nid fossilifère intercalé dans les grès non-fossilifères, tandis que les marnes de la dépression de Dâmbovicioara sont fossilifères dans toute leur étendue.

En 1898, POPOVICI-HATZEG (78, p. 106) a décrit dans les deux rives de la Prahova, aux abords de Sinaia, une puissante série de couches formée par une alternance de grès et de marnes dures, parfois schisteuses, grises, localement d'un noir-bleuâtre et traversées par de nombreuses veines de calcite. Les surfaces de séparation des grès sont quelquefois recouvertes par des restes de plantes incomplètement incarbonisées. « Ces couches sont très disloquées, plissées dans tous les sens, s'inclinant dans toutes les directions, si bien qu'il n'est pas possible de noter une inclinaison générale ».

Dans la région étudiée par P.-HATZEG, ces couches sont complètement dépourvues de fossiles, comme d'ailleurs en général dans toute la zone du Flysch crétacé.

Ainsi que P.-HATZEG le remarque (78, p. 107), ces couches avaient été suivies par PAUL sur une grande distance vers le NE. Cet auteur les trouvait identiques à celles de Cașin et de Covasna, où HERBICH avait trouvé des fossiles

Institutul Geologic al României

(23, p. 222), parmi lesquels l'espèce très caractéristique pour le Néocomien, *Hoplites (Neocomites) neocomiensis* d'ORB.

D'après PAUL, on observe localement dans les environs de Sinaia (71) des bancs puissants de grès, dont on ne peut dire s'ils sont intercalés ou reposent sur le complexe des marnes gréseuses inférieures. Dans ces grès, a été trouvée, d'après PAUL, l'espèce *Ammonites (Acanthoceras) mammilare* SCHL., par ROBESCU et GR. STEFĂNESCU (fossile communiqué par PILIDE (72).

Dans le même travail, PAUL en ce basant sur la présence de cette forme, dit que, si la détermination en est exacte, elle entraîne l'existence de l'Albien, tandis qu'à Comarnic, *Ammonites (Acanthoceras) mantelli* SOW. démontre la présence du Cénomanien.

P.-HATZEG (78) ne croit pas que la forme *Acanthoceras mammilare* SCHL., décrite par PILIDE comme provenant des environs de Sinaia, serait concluante pour envisager la présence de l'Albien. A juste raison d'ailleurs; l'endroit exact de provenance n'en est pas connu et, dans les environs de Sinaia, il y a plusieurs niveaux crétacés dont l'espèce aurait pu provenir. P.-HATZEG fait base sur les analogies remarquées par PAUL entre les couches de Sinaia et celles de Covasna, dont HERBICH avait récolté *Hoplites neocomiensis* d'ORB., et aussi sur le parallélisme admis par PAUL entre les couches de Sinaia et les couches de Ropianka.

P.-HATZEG prétend que PAUL aurait parallélisé les couches de Ropianka aux couches de Wernsdorf, lesquelles sont barrémiennes. En partant de ces parallélismes, l'auteur déduit un âge barrémien pour les couches de Sinaia qui, dans son travail de thèse, sont décrites au chapitre consacré au Barrémien. En nous référant aux travaux de PAUL (68—70), nous n'avons cependant trouvé aucun passage relatif à ce parallélisme.

Dans un autre endroit de son travail (78, p. 108), P.-HATZEG dit qu'il a suivi les couches des environs de Sinaia jusqu'à Comarnic, où elles supportent des grès cénomaniens à *Acanthoceras mantelli* SOW.; ceci est une preuve suivant l'auteur que le fossile mentionné par PAUL dans les couches de Sinaia provient en réalité d'un autre niveau.

Dans les mêmes travaux, PAUL situe les couches de Ropianka au-dessous des schistes ménilitiques, et au-dessus d'un complexe de couches formé par des calcaires néocomiens à *Aptychus*, des conglomérats (Munczel-Conglomerat), et des grès en plaquettes à restes de plantes d'âge néocomien moyen. Il s'ensuit qu'au moment où il a parallélisé le grès carpatique aux couches de Ropianka, il a considéré ces grès comme d'âge néocomien supérieur (Aptien-Albien). En cela, il tenait probablement compte de l'espèce *Acanthoceras mammilare* citée par PILIDE, qui cependant — du fait qu'on n'est pas fixé sur son endroit de provenance — ne peut avoir de valeur.

On sait d'ailleurs que les couches de Ropianka ont aujourd'hui une autre position dans l'échelle stratigraphique; elles sont sénoniennes et éocènes,

Institutul Geologic al României

et par conséquent aucunément assimilables comme position aux couches de Sinaia.

Il reste donc valable seulement le parallélisme avec les couches de Covasna, à *Neocomites neocomiensis*, et dont la liaison directe avec les couches de Sinaia a été établie par PAUL.

En 1907, UHLIG commente dans une note infrapaginale (115, p. 945) l'erreur de BERGERON, de paralléliser le Néocomien de Valea Muerii formé sur des calcaires à Caprotines, avec le grès carpatique, constitué en dehors de la zone cristalline, et qui n'ont donc aucune connexion directe.

En ce qui concerne l'âge du grès carpatique; il reconnaît que *Hoplites neocomiensis* d'ORB récolté à Covasna par HERBICH, et que lui-même avait eu l'occasion d'examiner au musée de Cluj, a été exactement déterminé. Cette forme dénote avec certitude d'après UHLIG le Néocomien inférieur ou Valanginien; mais, également d'après lui, le grès carpatique comprend aussi les autres étages du Crétacé inférieur.

Dans la même note infrapaginale, UHLIG dit qu'il ne connaît aucun travail de PAUL, où celui-ci attribue les couches de Ropianka au Néocomien. En effet, POSEWITZ, qui a étudié ces couches en 1907, les considère comme appartenant au Tertiaire inférieur et, comme elles renferment aussi des Inocérames semblables à celle du Crétacé supérieur du bassin de Vienne, elles seraient en partie de cet âge.

Nous avons trouvé pour la première fois dans la bibliographie utilisé le terme de « Couches de Sinaia » dans un article de TEISSEYRE, publié à l'occasion du Congrès International du Pétrole, en 1907 (110). L'auteur fait usage de cette appelation, qui est restée, pour le complexe de couches décrit pour la première fois comme entité pétrographique par P.-HATZEG. TEISSEYRE estimait les couches de Sinaia comme néocomiennes et directement suivies par le Sénonien.

C'est en 1911 que M. VOITEŞTI (116) sépare, le premier, à la partie supérieure des couches de Sinaia, le complexe des « Couches de Comarnic », qu'il décrit ensuite en détail, en collaboration avec M.M. MRAZEC et MACOVEI (54). Dans ces couches, on distingue deux ensembles: l'un inférieur, marneux, l'autre gréseux-marneux à la partie supérieure, les deux étant caractérisés par la présence de *Orbitolina lenticularis* LAM.

Les marnes à hiéroglyphes fines de la base des couches de Comarnic appartiennent au Barrémien. Quant aux couches de Sinaia, elles sont considérées dans le travail cité (54) comme valanginiennes-hauteriviennes. Cet âge est encore aujourd'hui admis pour ce complexe si développé dans nos Carpates; il est appuyé par les fossiles, rares mais caractéristiques, qu'on y a trouvé: *Neocomites neocomiensis* d'ORB. de HERBICH confirmé par UHLIG, *Aptychus didayi* COQ., récolté également par HERBICH dans Valea Trotuşului et retrouvé au même endroit par M. I. BANCILĂ (6), *Haploceras grassianum* d'ORB., cité

Institutul Geologic al României

aussi par HERBICH à Miercurea Ciucului; cette espèce peut montrer la présence du Hauterivien, bien que dans le Midi de la France il se trouve également dans le Valanginien; quant à *Rhynchonella (Peregrinella) peregrina* v. BUCH, qui est abondante près de Târlung, elle confirme l'existence du Hauterivien; dans les régions classiques du Midi de la France cette forme est strictement cantonnée dans l'Hauterivien.

M. MACOVEI cite (43, p. 67) *Neocomites neocomiensis* d'ORB., dans les schistes noirs barrémiens. Nous rappelons cependant que cette forme est considérée par UHLIG comme valanginienne.

M. VOITEŞTI a décrit au-dessous des couches de Sinaia (118, p. 38), dans les environs d'Azuga et de Buşteni, un ensemble de marnes rouges et de schistes phylliteux compacts, rougeâtres, à débris de roches porphyriques, qu'il considère comme un horizon de passage entre le Jurassique supérieur et les couches de Sinaia.

Ces « Couches d'Azuga », comme d'ailleurs les couches de Comarnic, ne sont pas représentées dans le cadre de notre région; si nous les avons rappelées c'est uniquement dans le but de mieux préciser la situation des couches de Sinaia.

En 1936, M. PROTESCU a décrit (84), dans un horizon de grès de la partie supérieure de la première écaille de Piatra Arsă (Sinaia), une série d'Ammonites (op. cit., p. 538), montrant des analogies avec les formes barrémiennes de Dâmbovicioara, bien que le facies pétrographique des couches de provenance soit différent. Sur la base de cette faunule, les couches ont été parallélisées à l'horizon de base des couches de Comarnic.

Bien que d'après nous cet horizon diffère pétrographiquement de l'horizon inférieur à hiéroglyphes des couches de Comarnic, il doit quand-même être considéré comme synchronique de celui-ci, car il occupe la même position stratigraphique par rapport aux couches de Sinaia.

Il résulte de tout ceci que, dans la vallée supérieure de la Prahova, se dresse en face des Bucegi un complexe de couches appartenant au Crétacé inférieur, et dans lequel plusieurs horizons peuvent être distingués:

a) A la base, et affleurant uniquement dans la Valea Prahovei, à 2 km donc de la ligne de chevauchement frontale de Bucegi, se trouve l'horizon des « couches d'Azuga », dont l'âge — malm supérieur-berriasien — a été établi seulement sur la base des rapports stratigraphiques.

b) Le complexe des couches de Sinaia, le plus puissant formé par une alternance de marnes, de calcaires et de grès en couches jusqu'à 10—15 cm, noirâtres, présentent des traces des plantes incarbonisées sur leurs surfaces de stratification. Ces couches sont intensément écrasées et plissées dans tous les sens; de nombreux diaclases les parcourent, diaclases remplis de calcite, laquelle recolle, on peut dire, les morceaux de roche

Institutul Geologic al României

fragmentée par le plissement intense subi. Ce complexe est d'âge valanginien-hauterivien.

c) L'horizon des grès calcaires à gros grains, de Furnica et de Piatra Arsă, qui ont offert des fossiles dénotant un âge barrémien.

Notre carte ne comprend ni les couches d'Azuga, ni celles de Comarnic. En revanche, les couches de Sinaia et le Barrémien gréseux y sont bien développées dans la région sud-orientale. Les couches de Sinaia affleurent bien dans la vallée de la Prahova, montrant leur plissement intense dépourvu d'une direction et d'un sens de plongement précis. A l'W des localités de Sinaia et de Bușteni, ces couches masquées sur les hauteurs par la forêt et les éboulis, montrent toutefois dans quelques-unes des vallées affluentes de beaux affleurements, où elles apparaissent avec leurs caractères spécifiques. A mesure qu'on approche la ligne frontale de Bucegi, on observe une direction générale vers l'NW, avec des pendages allant jusqu'à 80°.

Dans Valea Jepilor, à l'W de Bușteni, les couches de Sinaia passent graduellement vers le haut à un complexe de grès calcaires, durs, grossiers, en bancs jusqu'à 50 cm.

Ces grès présentent des intercalations de marnes et de grès schisteux, dont l'épaisseur ne dépasse pas 20 cm. Dans ce complexe, on ne remarque nulle part les diaclases si fréquents et caractéristiques des couches de Sinaia. Sur une distance d'environ 300 m, dans Valea Jepilor, ce complexe gréseux offre une inclinaison de 75—85° vers l'W, en certains endroits les blocs de grès se redressant même à la verticale. On arrive ainsi, sous l'abrupt des Bucegi, à l'importante ligne de chevauchement du flanc oriental du massif et dont le plan est redressé à plus de 70°. A l'W de cette ligne, l'horizon gréseux se maintient avec 25° de pendage vers l'W; il disparaît bientôt sous les conglomérats de Bucegi qui prennent du développement, montrant la même direction et le même plongement vers l'W. L'horizon de grès grossiers se maintient au-dessous des conglomérats sur plus de 5 km, vers le S depuis Valea Jepilor, jusqu'au-dessus des calcaires tithoniques de S-ta Ana. A cet endroit, le grès massif affleure bien dans la chaussée montant de S-ta Ana vers l'hôtel de la cote 1400. Leur facies est le même que celui des grès surmontant les calcaires tithoniques de S-ta Ana—Piatra Arsă et qui ont fourni la faune barrémienne déjà mentionnée (84).

Toutefois on peut suivre les grès grossiers du même facies, surmontant les couches de Sinaia, aussi à l'E de la ligne frontale des Bucegi. Ils se développent sur une distance d'environ 3 km, à partir de Valea Jepilor jusqu'à l'extrémité N du Jurassique de Piatra-Arsă; ici, la ligne frontale de Bucegi montre un décalage vers l'W en face de la première écaille jurassique.

Les grès barrémiens disparaissent rapidement sous les conglomérats, de sorte qu'il n'est pas possible de voir leurs rapports avec ces conglomérats; nous croyons cependant que ces rapports sont tectoniques.

Institutul Geologic al României

III. LE QUATERNAIRE

La région étudiée est complètement dépourvue de dépôts d'âge tertiaire. Pendant tout le Tertiaire la région étant exondée, l'érosion a trouvé champ libre. Elle a probablement eu des moments de récrudescence après chacun des paroxysmes orogéniques tertiaires.

L'abaissement général de la température au début du Quaternaire et, en même temps, l'exhaussement accentué des hauts reliefs, écho des mouvements



Fig. 7. — Cirque de Gaura, massif des Bucegi. (Foto GH. GHICA).

orogéniques post-levantins, ont déterminé l'instalation — sur les crêtes élevées des Bucegi — de glaciers du type alpin.

A leur disparition, due au réchaufement général du climat européen, ces glaciers ont laissé — dans le relief de ces grandes hauteurs — des témoignages de leur existence antérieure dans ces parages. De tels témoignages sont les beaux cirques qui se trouvent aux origines de bien des vallées torrentielles des Bucegi, comme: Obârșia Ialomiței, Gaura, Mălăești, Țigănești, Valea Cerbului, etc.

Le profil longitudinal de certaines de ces vallées, p. ex. Obârșia Ialomiței et Gaura, montre des brusques changements de pente successifs, qui sont encore des preuves de l'influence des glaciers, comme d'ailleurs aussi le profil transversal en U. En plusieurs endroits, on remarque des dépôts morainiques: tels sont ceux de Valea Cerbului, ceux du confluent de Valea Cătunului avec Valea Guțanu, et la moraine frontale de Valea Ialomiței à 500 m en amont de la cabane du Touring-Club roumain.

Institutul Geologic al României

Nous n'entrons pas ici dans l'étude détaillée des traces de la glaciation quaternaire dans les Bucegi, la question ayant déjà été suffisament étudiée par nos prédécesseurs. Le premier qui ait signalé les traces des glaciers dans les Bucegi fut POPOVICI-HATZEG (80). D'autres ne tardaient pas à lui succéder: DE MARTONNE (47), JEKELIUS (28, 29), KRÄUTNER (40), WACHNER (119, 120), ORGHIDAN (66).

La conformation morphologique de la crête de Piatra Craiului n'a pas permis la formation de grands cirques, qui puissent du moins persister jusqu'à l'heure actuelle. Il est cependant très probable que cette haute crête ait été recouverte par les neiges éternelles.

Un autre facteur géologique qui a été très actif pendant le Quaternaire, c'est l'érosion des eaux courantes; d'ailleurs même de nos jours elle est très intense. Dans les zones montagneuses plus élevées, les vallées ont un caractère torrentiel prononcé, à profil transversal en V caractéristique. Dans les régions plus basses, les vallées s'élargissent en plaines alluviales, qui sont assez développées le long de bien de cours d'eau plus importantes.

Egalement dans ces régions basses, on rencontre des terasses d'âge quaternaire.

Les éboulis et les glissements de pente occupent dans la région des surfaces considérables. Ils sont particulièrement développés en contrebas des pentes abruptes de conglomérats cénomaniens et de calcaires tithoniques.

Parfois, comme p. ex. aux pieds de Piatra Craiului, les éboulis sont cimentés à leur base. C'est un signe qui dénote un laps de temps considérable depuis leur établissement à cet endroit.

Les phénomènes karstiques prennent, naturellement, une grande ampleur dans cette région, formée en majeure partie par des roches calcaires. Ce sont des lapiez — remarqués aussi bien sur les calcaires tithoniques qu'à la surface des conglomérats cénomaniens —, des sources vauclusiennes, de nombreuses gorges, des dolines, de ponts naturels, des grottes.

Parmi les grottes importantes, sont très connues et visitées la grotte de Dâmbovicioara et celle de Schitul Ialomiţei. Dans cette dernière on a trouvé des restes d'*Ursus spelaeus*. Elle a été étudiée par POPOVICI-HATZEG et SĂNGEORZAN (75). Ce dernier en a levé le plan détaillé.

TECTONIQUE

GÉNÉRALITÉS

Au premier coup d'oeil jeté sur la carte, la région de Bucegi—Piatra Craiului se présente formée de deux grands synclinaux mésozoïques, très bien marqués par les depôts jurassiques-moyens néocomiens, et qui sont séparés l'un de l'autre par la puissante masse cristalline de l'anticlinal de la Leaota. Le même

Institutul Geologic al României

cristallin se retrouve sous le flanc occidental du synclinal de Piatra Craiului, qui est ainsi encadré par ce cristallin.

La série du Crétacé supérieur recuvre en transgression les synclinaux des Bucegi et Piatra Craiului et l'anticlinal de Leaota. Ce Crétacé supérieur est formé en grande majorité par les conglomérats de Bucegi, et d'une manière subordonnée par les grès et les marnes turoniennes-sénoniennes.

A l'E, vers la vallée de la Prahova, cette zone cristallino-mésozoique est bordée par l'importante ligne de chevauchement à l'W de la Prahova. Le long de cette ligne le flanc oriental des Bucegi chevauche la zone interne du Flysch crétacé, formée ici par le Valanginien-Hauterivien néritique des couches de Sinaia et le Barrémien gréseux.

La zone cristalline de la Leaota présente une direction axiale générale N-S, sensiblement parallèle aux axes des deux synclinaux mésozoïques. L'anticlinal de la Leaota subit vers le N un affaissement axial, faisant place à la dépression de Bran—Braşov.

Les synclinaux mésozoïques de Piatra Craiului et des Bucegi sont bien mis en évidence par les dépôts du premier cycle de sédimentation de la région (Dogger inférieur-Néocomien); les dépôts du deuxième cycle (Cénomanien-Sénonien) recouvrent en transgression, aussi bien les formations du premier cycle, que la zone anticlinale du cristallin de Leaota, étant développés dans la partie nord affaissée de celle-ci.

Les dépôts du Crétacé supérieur, très épais, atteignant 1.000 m dans le synclinal oriental, s'amincissent de plus en plus vers l'W et le SW; ils sont subordonnés, dans le synclinal de Piatra Craiului, où par contre les dépôts du premier cycle sont très développés. Bien qu'affectés par les plis synclinaux des Bucegi et de Piatra Craiului, les dépôts du deuxième cycle sont toujours discordants par rapport aux formations plus anciennes. Ce fait montre que leur transgression a été précédée par des mouvements tectoniques suivis par une longue période continentale. C'est à ces mouvements orogéniques et à l'érosion qui a suivi que l'absence de l'Aptien et de l'Albien est redevable. La discordance du Cénomanien est bien visible dans Valea Dâmbovicioarei, un peu en aval de la grotte, où les conglomérats reposent horizontalement sur les marnes néocomiennes, inclinées de 20° vers le SE. Il en est de même sur la chaussée qui monte à l'E de Podul Dâmboviţei vers Dealul Sasului, au point où elle oblique brusquement pour décrire le deuxième lacet.

En plusieurs points, aussi bien dans les Bucegi que dans Piatra Craiului, on remarque des îles de calcaire tithoniques en plein Cénomanien. Ces îles, tenant du soubassement mésozoïque plus ancien, font partie du relief continental formé avant le dépôt des conglomérats. Elles s'observent en plus d'un endroit: au N du village de Rucăr, sous le Măguricea, aux environs du village Ciocanul, près du village Peştera—Bran. Dans le synclinal oriental, les calcaires tithoniques de Goaga—Predușul, appartiennent à la même catégorie.

Institutul Geologic al României

En d'autres endroits, comme p. ex. à l'E de Strunga, derrière la cabane de « Padina », au début de la vallée Horoaba, on peut très bien remarquer que la base des conglomérats se moule à l'ancien relief anté-cénomanien. Le même fait se remarque dans la région du village Fundata, où les conglomérats se sont conservés seulement dans les dépressions de l'ancien relief.

L'absence de l'Aptien et de l'Albien, permet de croire que les mouvements de plissement ont débuté dans l'Aptien. Car, il est évident que la transgression cénomanienne a invadé un relief continental préexistent, relief qui s'était probablement établi à la fin de l'Aptien et pendant l'Albien après l'exondation déterminée par des mouvements orogéniques mésocrétacés.

La sédimentation du deuxième cycle a été suivie par d'autres mouvements orogéniques, qui ont déterminé le plissement du Crétacé supérieur lui-même des deux grands synclinaux.

Les effets des mouvements tertiaires se sont ajoutés, sans toutefois pouvoir dire — du fait de l'absence d'une enveloppe tertiaire — laquelle parmi les phases tertiaires a eu dans notre région un retentissement plus marqué. Nous tâchons d'apporter toutefois quelques précisions à ce sujet un peu plus loin, en essayant de ramener notre région dans le cadre général de la tectonique carpatique.

ANALYSE TECTONIQUE DE DÉTAIL

Dans ce chapitre, nous étudierons les particularités tectoniques et les rapports des deux synclinaux avec le fondement cristallin et les unités voisines, et aussi les rapports de l'anticlinal cristallin de la Leaota, avec les sédiments mésozoïques.

A) ZONE SYNCLINALE DE PIATRA CRAIULUI

Le flanc occidental de cette zone synclinale constitue la crête principale de Piatra Craiului continuée vers le S par Culmea Pietricica. Il se trouve à gauche de la Dâmboviţa, qu'il suit jusqu'aux abords du village de Podul Dâmboviţei; à cet endroit, les dépôts jurassiques passent dans le versant droit de la vallée, si bien que les calcaires tithoniques des environs de Rucăr font partie encore de ce flanc W. Vers le N, ce flanc se recourbe brusquement vers l'E dans la région de Măgura—Bran.

Le flanc oriental de cette zone synclinale est formé par les calcaires tithoniques de la crête qui l'on peut suivre de Fundata à Poiana Zăbavei, puis de Ghimbavu jusqu'à Vârtoape—Piatra Dragoslavelor. Le lambeau de calcaires tithoniques de Mateiaşul fait également partie de ce flanc oriental.

Les rapports entre les dépôts du premier cycle (Dogger—Néocomien) avec le support cristallin sont en général, des rapports de transgression.

Institutul Geologic al României

Dans toute la longueur de ce flanc W, ainsi qu'à l'intérieur du synclinal de Piatra Craiului, on observe à la base des dépôts les conglomérats doggeriens à éléments cristallins du type Leaota. La présence des ces conglomérats démontre que ces dépôts sont en place; ce fait infirme l'hypothèse exprimée par BERGERON (4, 5) — pour les Bucegi — de l'arrivée en nappe de charriage de ces dépôts sur le cristallin. Cela n'exclut pas cependant l'existence de décollements locaux.

Les dépôts du premier cycle, formés en majorité de roches calcaires, dépourvues de plasticité, se sont comportés durant les mouvements orogéniques comme une masse rigide, dans laquelle de nombreuses failles sont apparues. Ces failles sont très fréquentes surtout dans le massif de Piatra Craiului; en certains endroits comme dans la zone de Dâmbovicioara, elles forment même la caractéristique de la tectonique. Cette fragmentation par failles a eu comme résultat la constitution de nombreux compartiments qui, par leur jeu vertical, ont acquis une disposition en marches, les unes soulevées, les autres affaissées. Le phénomène est surtout visible dans la région de Rucăr—Dâmbovicioara, où se trouve la dépression tectonique connue dans la bibliographie sous le nom de « bassin de Dâmbovicioara ».

Nous avons montré (62) que cette fragmentation si accentuée du synclinal de Piatra Craiului peut être mise au compte d'un écrasement entre les deux masses cristallines, du Făgăraș à l'W, de Leaota à l'E. On peut déduire des coupes levées, que la tectonique de notre région peut être attribuée à une poussée venue de NW, du Făgăraș. L'anticlinal de la Leaota a joué un rôle important dans le phénomène; c'est la résistance qu'il a opposée à ces poussées qui s'est traduite dans la fragmentation par failles des dépôts. D'ailleurs, l'anticlinal de la Leaota a été lui-même sans doute influencé par les pressions venues du Făgăraș, qu'il a en tous cas transmises au synclinal des Bucegi.

PREUVES DE POUSSÉE EXERCÉE PAR LE MASSIF DU FĂGĂRAȘ SUR LA ZONE SYNCLINALE DE PIATRA CRAIULUI

Il y a une série de phénomènes de plissement, qui ne peuvent recevoir une juste interprétation qu'en admettant une pression venue du NW. Les voici:

a) Dans le flanc occidental du synclinal de Piatra Craiului, à partir du sommet dit « La Om » vers le NE, les calcaires tithoniques de la crête de Piatra Craiului sont renversés. Ils plongeut jusqu'à 80° vers l'W ensuite, vers la base, les couches deviennent verticales, puis, elles passent peu à peu au pendage normal vers l'E, étant supportés par le socle cristallin.

Cette position renversée des calcaires du sommet de Piatra Craiului a été pour la première fois remarquée mais non expliquée par M. JEKELIUS (32).

Institutul Geologic al României

Plus au S, vers Pietricica, les calcaires tithoniques de la crête se redressent, en passant à un pendage de 75° vers l'E. D'ailleurs, le sédimentaire de base offre, depuis Tămășelul jusqu'aux premiers défilés de la Dâmbovița, un pendage normal vers l'E.

b) Si nous suivons ce flanc occidental dans sa longueur au NE du sommet «La Om», nous remarquons que ce flanc, avant d'atteindre Valea Bârsei, dessine une inflexion très accentuée vers l'E, sous un angle de 90°, pour se continuer dans les calcaires de Măgura—Bran: sa direction devient presque W-E, perpendiculaire à celle des calcaires de la crête principale.

c) Si nous suivons le même flanc occidental vers le S, on observe qu'il se maintient à gauche de la Dâmbovița jusqu'à l'entrée de celle-ci dans les premières gorges, au N du village de Podul Dâmboviței. A cet endroit, il passe brusquement dans la rive droite de la rivière, le Jurassique se retrouvant à Gruiul Lupului, à une distance de près de 4 km de la Dâmbovița. Le fait nous met en présence d'une rupture du synclinal, la portion N étant déplacée vers l'E; donc, un décrochement transversal a eu lieu. D'autres faits d'observation soutiennent aussi ce point de vue. En effet, la partie N du flanc oriental est elle-aussi déplacée vers l'E, à la même latitude, par rapport à la partie S et environ de la même distance. Ici, les calcaires tithoniques de Poiana Zăbavei—Curmătura Ghimbavului sont décrochés vers l'E de 3 km par rapport à ceux du Ghimbavu. Le décrochement a eu lieu le long d'une faille qui, de Valea Dâmboviței, passe sous les calcaires tithoniques de Cetatea Neamțului. Nous décrivons en détail cette faille un peu plus loin.

Les trois faits d'observation notés plus haut, à savoir, le renversement du flanc occidental de Piatra Craiului, la brusque inflexion vers l'E à son extrémité septentrionale, et la décrochement transversal de Podul Dâmboviței — doivent être interprétés comme des effets d'une puissante pression venue du NW. Cette pression s'est exercée plus intensement au N et s'atténuait de plus en plus vers le S. Elle a été exercée par la masse cristalline de Culmea Făgărașului qui chevauche au contact, aussi bien le cristallin du type Leaota, que le sédimentaire qui le recouvre.

Les travaux de M. SCHMIDT (91, 92), — les seuls travaux de détail sur le cristallin du NW de Piatra Craiului — renferment des données montrant que le cristallin gneissique du Făgăraș chevauche le groupe de la Leaota.

M. SCHMIDT sépare dans cette région quatre zones pétrographiques distinctes, dont deux seulement regardent notre région, à savoir:

Dans le support du Jurassique de Piatra Craiului et son immédiat voisinage, l'auteur distingue la «zone des micaschistes feldspatisés», consistant en «micaschistes sériciteux et chloriteux, schisteux, à porphyroblastes de feldspathes très caractéristiques pour l'entière zone», laquelle est identique au cristallin de la Leaota. Vers l'E, «la zone est surmontée par le Crétacé supérieur de Tohanul et de Vulcan. A l'E de Holbac, elle affleure à nouveau sous

Institutul Geologic al României

la forme d'une zone étroite, séparée du cristallin gneissique par le Lias à charbons de Codlea ».

La deuxième zone, appellée par M. Schmidt « zone de gneiss de Holbac », est formée par des « gneiss oeillés qui s'observent dans toute son étendue; des gneiss alcalins feldspathisés, micacés, à yeux de microcline, gneiss d'injection typiques qui sont caractéristiques aussi pour le gneiss de Cozia et de Cumpăna, etc. ».

« La série entière des gneiss de Holbac offre un plongement accentué vers le NNW, et chevauche la zone des micaschistes feldspathisés ».

M. Mrazec a souligné [1]), de son côté, la continuation du gneiss de Cumpăna dans la zone des gneiss de Holbac, et aussi le chevauchement de ces gneiss par-dessus le cristallin de la série des micaschistes feldspathisés, qui forme le soubassement de Piatra Craiului.

La coupe donnée par M. Jekelius (31, p. 12) dans la région de Vulcan—Codlea, montre que le cristallin gneissique de la « zone du gneiss de Holbac » (Schmidt) chevauche le Lias du flanc W du synclinal de Codlea. Le cristallin qui, à l'E de Codlea, revient à l'affleurement au delà des dépôts liasiques, est du type de la première zone, celle du cristallin de la Leaota.

Sur la carte publiée récemment par M. Ghika-Budeşti (12), on voit bien que la zone des gneiss de Cumpăna (Reinhard) se prolonge dans la zone de Holbac. Cette zone, à direction NE alors qu'elle traverse la vallée supérieure de la Dâmboviţa, se prolonge à l'E, au delà de Valea Şinca, et arrive au contact du Lias de Codlea.

D'après M. Schmidt, le cristallin de Holbac présente à son extrémité orientale, au N de Valea Bârsei, des directions N-S.

En ce qui concerne l'âge du chevauchement du gneiss de Holbac, il n'est pas possible d'apporter des précisions. Du fait que le Crétacé supérieur est lui-même affecté par le plissement, nous pouvons affirmer que le chevauchement a eu lieu après le Crétacé supérieur. L'absence d'une couverture tertiaire empêche cependant de préciser si ce chevauchement date de la fin du Sénonien, ou s'il est le résultat d'un autre paroxysme orogénique tertiaire.

LES FAILLES DE LA ZONE SYNCLINALE DE PIATRA CRAIULUI

Une importante conséquence des pressions orogéniques exercées sur la zone synclinale de Piatra Craiului formée par des roches calcaires sans plasticité et encadrée entre les deux puissantes masses cristalines du Făgăraş et de la Leaota est sa fragmentation par des nombreuses failles. Les failles se sont produit d'une manière incipiente, au cours même des mouvements orogénetiques mésocrétacées, divisant l'entier synclinal en des nombreuses comparti-

[1]) Dans la discussion qui a eu lieu après la communication de M. Schmidt, dans la séance de l'Inst. géologique (91).

Institutul Geologic al României

ments. Ces compartiments etaient alors disposés en gradins. L'orogenèse tertiaire a reprit les mouvements verticaux au long des failles, amenant localement des changements dans les rapports des compartiments.

Dans la partie N du synclinal, où les poussées ont été très intenses, le cristallin du soubassement a percé le long des plans de faille, tandis que dans l'axe des synclinaux les conglomérats cénomaniens étaient eux-mêmes entraînés dans le plissement.

Ces failles sont surtout nombreuse à l'extrémité SW de la zone synclinale de Piatra Craiului, vers Rucăr—Dâmbovicioara. C'est là que se trouve la dépression de Dâmbovicioara, déjà signalée. Cette dépression se rattache au synclinal de Piatra Craiului — ainsi que nous l'avons déjà soutenu dans une note antérieure (62) — aussi bien par ses dépôts sédimentaires que par son évolution géologique.

En dehors de la zone très faillée de la dépression de Dâmbovicioara, on distingue dans ce synclinal trois autres zones, séparées les unes des autres par des failles importantes. Au N, la « zone de Piatra Craiului—Pietricica—Cojea », se présentant comme un synclinal étroit de 5 km, à flanc W déversé. A l'E de la dépression de Dâmbovicioara, s'individualise une zone formée par des calcaires tithoniques d'aspect tabulaire, portant des petits lambeaux de conglomérats cénomaniens et qui coïncide en partie avec le flanc oriental du synclinal; nous l'appelons la « zone Fundata—Giuvala—Culmea Zacotelor ». Enfin la zone calcaire de Mateiaș, aujourd'hui complètement séparée des précédentes par l'érosion et les décollements, que nous appelons la « zone de Pravăț—Mateiașul ».

a) LA ZONE DE PIETRICICA—PIATRA CRAIULUI

Nous avons déjà rappelées quelques-unes des particularités tectoniques de ce synclinal étroit, dont le N W coïncide avec le flanc occidental de la zone synclinale de Piatra Craiului.

Le bord oriental de ce petit synclinal est formé par la crête de Gâlma Spărturilor—Cojea, dont les calcaires montrent un plongement de 25—30° vers l'W. A la base des calcaires, on trouve les jaspes oxfordiens montrant la même direction et le même pendage. La bande de jaspes, à direction générale N 10° E, se maintient sur une distance de 3,5 km, s'appuyant sur toute cette longueur sur le cristallin qui affleure au début de Valea Coacăzei et de Valea Spârlei au S de Mânecuța. Ce cristallin est interrompu sur une petite distance à l'extrémité S par des conglomérats cénomaniens transgressifs, pour affleurer de nouveau sur une faible étendue au début de Valea Strâmbă.

L'absence de dépôts jurassiques plus anciens au-dessous des jaspes, attribuable aux laminages locaux, justifie la faille marquée sur notre carte entre les jaspes et le cristallin.

Institutul Geologic al României

Cette faille ne peut être suivie plus au S, car elle est masquée par les conglomérats cénomaniens. Nous croyons cependant qu'elle se continue bien plus loin dans cette direction dans la partie orientale de la dépression de Dâmbovicioara, qu'elle sépare de la zone moins plissée de l'E.

La résistance opposée aux poussées venant de NW par le cristallin du flanc oriental de ce compartiment de Petricica—Piatra Craiului explique, en même temps que le déversement des couches du flanc W, le plissement serré contrastant avec celui des autres compartiments; ceux-ci ne sont en général affectés que par des failles et des dénivellations verticales.

Dans l'axe du synclinal de Piatra Craiului se trouve plissé aussi un important lambeau de conglomérats cénomaniens; ce fait montre bien que le plissement de celui-ci ne saurait être mis au compte des mouvements mésocrétacés.

On observe dans le flanc W du synclinal, aussi des failles transversales, certaines de faible importance qui recoupent les formations jurassiques, d'où résulte plusieurs décrochements de la bordure W du synclinal. Une telle faille se trouve dans la paroi occidentale de Piatra Craiului, près de Fundurile. Sous le Gruiul Mirei se trouvent quatre autres failles, dont celle de Valea cu Ulucile a joué un certain rôle; en effet, son aile septentrionale est marquée par un abrupt de 400 m, ce qui montre un considérable rejet; cette faille représente d'ailleurs la limite entre le synclinal proprement dit de Piatra Craiului au N, et la dépression de Dâmbovicioara au S.

b) LA ZONE DE FUNDATA—GIUVALA—CULMEA ZACOTELOR

Cette zone coïncide en partie avec le flanc oriental de la zone synclinale de Piatra Craiului. Elle diffère des deux autres par le fait que les mouvements orogéniques tertiaires l'ont moins affectée; de ce fait, elle a pu garder l'aspect tabulaire qu'on lui remarque.

Les accidents tectoniques ne peuvent y être que difficilement suivis à cause de l'uniformité de sa structure géologique: les calcaires tithoniques occupent la plus grande partie de sa surface, portant des lambeaux très réduits de conglomérats cénomaniens. Les dépôts du Jurassique moyen n'affleurent qu'en deux points.

Cette zone plonge vers le N sous les conglomérats cénomaniens de la région de Bran. A l'E, elle prend contact avec le cristallin de la Leaota, qu'elle recouvre directement par le Tithonique ou par les jaspes; les formations jurassiques moyennes y sont absentes. En un seul endroit peu étendu entre Poiana Zabavei et Valea Crovului, on remarque en place sous les calcaires tithoniques, des conglomérats quartzifères compacts et durs, rappelant les conglomérats de la base du Dogger de Strunga. La forêt, très touffue en ce point, empêche cependant de suivre la coupe jusqu'à la base du Tithonique. En d'autres endroits, le Tithonique s'appuye directement sur le cristallin; en peu de points seule-

Institutul Geologic al României

ment on observe de vagues silicifications à la base des calcaires, mais jamais l'horizon compact des jaspes.

Cette absence du Jurassique moyen sur presque toute la longueur de la limite orientale de cette zone ne peut être que l'effet du laminage au cours des mouvements tectoniques. Ceux-ci ont en effet déplacé comme on a vu cette zone de 3 à 4 km vers l'E, de sorte que les dépôts relativement minces et peu résistants du Jurassique moyen ont dû être supprimés sous le poids de la lourde masse des calcaires tithoniques.

Dans la partie N de cette zone, là où les conglomérats cénomaniens commencent à l'invader, on peut observer, dans deux vallées plus profondes de l'endroit, deux failles. Une de ces failles suit Valea Grădiștei; la seconde, est parallèle à la première, mais se trouve à quelques deux kilomètres plus à l'E dans Valea Cheii. Le long de ces failles affleure le cristallin, toujours du type de la Leaota, mais réduit comme étendue. Ce qui est important, c'est que dans les deux cas on observe, entre ce cristallin et la base du Tithonique, les dépôts si caractéristiques des couches de Klaus, laminés sous le poids des calcaires supérieurs.

Ves l'W, la zone est séparée de la dépression de Dâmbovicioara par la faille de Ciocanul—Valea Izvorului—Valea Urdărita. Nous reviendrons de suite sur cette importante faille.

c) LA DÉPRESSION DE RUCĂR—DÂMBOVICIOARA

Cette dépression, qui fait partie intégrante du synclinal de Piatra Craiului, a été formée par la fragmentation intense de cette région, et par le jeu sur la verticale des compartiments formés. Les failles, très nombreuses, ont des directions variées: généralement N-S et NE-SW, et moins fréquemment, du NW au SE. Grâce aux jeux des compartiments qu'elles délimitent pendant les diverses phases orogéniques, la dépression de Dâmbovicioara a été partagée en trois dépressions plus petites: la dépression de Rucăr, à l'W, celle du Podul Dâmboviței au centre, et la dépression de Dâmbovicioara pr. dite, à l'E.

Les rapports de situation entre les différents compartiments de la dépression ont — comme nous l'avons déjà remarqué — varié au cours des temps géologiques, certains compartiments, soulevés aujourd'hui, ayant été autrefois plus descendus. Nous reviendrons sur cette question.

Voici les principales failles de la dépression de Rucăr—Dâmbovicioara.

La Faille de Ciocanul—Valea Izvorului—Valea Urdărita, déjà signalée plus haut, sépare la grande dépression de Rucăr—Dâmbovicioara de la zone Fundata—Culmea Zacotelor, et marque aussi la limite orientale de la dépression proprement dite de Dâmbovicioara.

Institutul Geologic al României

Cette faille commence au S, dans la partie supérieure de Valea Cheii, montrant d'abord une direction NW, et passe entre les marnes néocomiennes inclinées vers le SE dans la rive droite de la vallée, et les calcaires tithoniques de la rive gauche. D'ici, elle passe dans Valea Urdărita où elle se dirige vers le N, intéressant seulement des calcaires tithoniques; ceux-ci offrant à gauche de la vallée un pendage W de 70° et, à droite, de 30° E; on observe aussi, dans la coupe de cette vallée, que dans l'aile orientale de la faille, dans Gâlma Giuvalei, les calcaires tithoniques s'élèvent à 1335 m d'altitude, tandis que l'aile W est formée, à 1186 m, par les marnes néocomiennes de Dealul Sasului. La dénivellation est donc très importante.

Après avoir suivi cette vallée sur près de 3 km, la faille recoupe la chaussée de Rucăr à Bran, près du canton en face de Valea Urdărita, en passant devant le versant abrupt portant les lacets de la chaussée vers Giuvala. La direction de la faille est ici NW. Après avoir été masquée sur une faible distance par un petit lambeau de conglomérats cénomaniens, elle apparaît à nouveau, entre les calcaires tithoniques de Gâlma Dâmbovicioarei d'une part et les calcaires blancs berriasiens de Valea Izvorului surmontés par les marnes néocomiennes de Valea Muerii, d'autre part.

Sa direction change au N de Valea Izvorului; elle se dirige vers le NE et, après avoir été visible sur une distance d'environ 2 km vers Ciocanul, elle disparaît à nouveau sous les conglomérats cénomaniens des environs de ce hameau.

Valea Izvorului est recoupée par cette faille à environ 150 m à l'E de l'église de Dâmbovicioara. A cet endroit, les calcaires blancs berriasiens de l'aile W s'inclinent dans le même sens de 55°, tandis que dans son aile orientale les calcaires tithoniques plongent de 20° E puis, immédiatement vers l'E, de 20° W.

La faille Ciocanul—Valea Urdărita présente une dénivellation de l'aile W qui atteint par endroit au moins 350 m, visible dans les coupes annexés. Cette faille est très importante dans la tectonique locale, délimitant comme nous l'avons signalé déjà, la dépression de Dâmbovicioara vers l'E.

Sur la carte, cette faille apparaît comme une continuation vers le S de la faille qui sillonne le synclinal de Piatra Craiului, en passant au début des vallées Strâmba et Spârlea. Dans leur ensemble, elles se présentent comme une grande ligne de fracture, à direction générale N-S, affectant la région médiane du grand synclinal de Piatra Craiului.

La faille de Valea Brusturetului—Valea Dâmbovicioarei. Cette faille, à direction encore N-S, est visible sur environ 4 km à partir de l'embouchure de Valea Brusturetului; elle passe par Gâlgoaie (Sources de la Dâmbovicioara), et suit le cours de la Dâmbovicioara, jusqu'au coude de celle-ci vers l'W à son confluent avec Valea Izvorului. Elle se perd un peu plus bas de l'abrupt

Institutul Geologic al României

tithonique de l'entrée du village de Dâmbovicioara, sous les conglomérats cénomaniens se trouvant entre Valea Zambilei et Valea Izvorului.

Dans presque toute sa longueur, elle sépare les marnes néocomiennes à l'W, des calcaires tithoniques à l'E, sur la rive gauche de la Dâmbovicioara. En un seul endroit, situé à 1 km de « Peșterea Dâmbovicioarei », il s'est conservé un lambeau de Néocomien également sur son aile E.

Première faille de Dealul Sasului. Cette faille de direction W-E, est visible sur 1 km dans la partie W de Dealul Sasului. Elle passe entre la paroi abrupte de calcaires berriasiens formant son aile E, et les marnes néocomiennes de son aile W.

Deuxième faille de Dealul Sasului. Une autre faille se trouve de suite à l'W de la précédente et parallèle à celle-ci. Elle délimite vers l'W la deuxième marche affaissée de Dealul Sasului, vers les marnes néocomiennes en lambeaux réduits et vers les calcaires berriasiens de Cetatea Neamțului.

Ces deux dernières failles ne peuvent être suivies vers le N, ni dans le lambeau de conglomérats cénomaniens, ni dans les marnes néocomiennes de Valea Zambilei. Il est probable qu'elles se réunissent dans ces dernières en une seule faille, qui se relie à son tour à celle de la vallée supérieure de la Dâmbovicioara, en délimitant ainsi à l'W le compartiment de Dealul Sasului—Dâmbovicioara. Ce compartiment est descendu de 350—400 m par rapport à la zone des calcaires de Fundata—Giuvala à l'E; mais il est en même temps soulevé relattivement au compartiment occidental, celui de la dépression de Podul Dâmboviței.

Vers le S, le prolongement des mêmes failles de Dealul Sasului est masqué par le lambeau de conglomérats cénomaniens culminant dans la hauteur dite Piscul Stoicii. Nous soupçonnons que ces failles se relient, sous les conglomérats transgressifs, à la faille de la partie supérieure de Valea Cheii, en limitant ainsi vers le S le compartiment de Dealul Sasului.

Ainsi défini, le compartiment de Dealul Sasului se présente faiblement ondulé suivant la direction N-S, en une série de plis anticlinaux et synclinaux très peu accentués. Une coupe du S au N, de Valea Cheii à Gâlgoaie, nous met en présence — dans Vârful Groșilor (1222 m), qui fait partie du Dealul Sasului — d'un anticlinal dans l'axe duquel affleurent les calcaires blancs berriasiens. Dans le flanc S de cet anticlinal se trouvent les marnes néocomiennes de Valea Cheii, tandis que le flanc N est formé par les mêmes marnes, lesquelles recoupent sous la forme d'une bande large de 1,4 km la chaussée passant au N de Dealul Sasului. Les marnes néocomiennes dessinent ensuite un large synclinal, comprenant dans la zone axiale les lambeaux de conglomérats cénomaniens de Orății—Nisipuri—Dâmbovicioara. Ce synclinal est suivi par un deuxième anticlinal, sur le flanc N duquel on trouve les

Institutul Geologic al României

marnes néocomiennes de la rive gauche de la Dâmbovicioara, au N de Peştera.

La faille Cetatea Neamţului—Valea Dâmboviţei. Cette faille est très importante par le rôle qu'elle a joué dans le décallage subi par la portion N du synclinal de Piatra Craiului. Elle passe, avec une direction NW, sous la paroi de calcaires tithoniques de Cetatea Neamţului, à l'E du village de Podul Dâmboviţei. A cet endroit elle est mise en évidence par une série de sources, puis elle passe devant les calcaires tithoniques de l'entrée des défilés de la

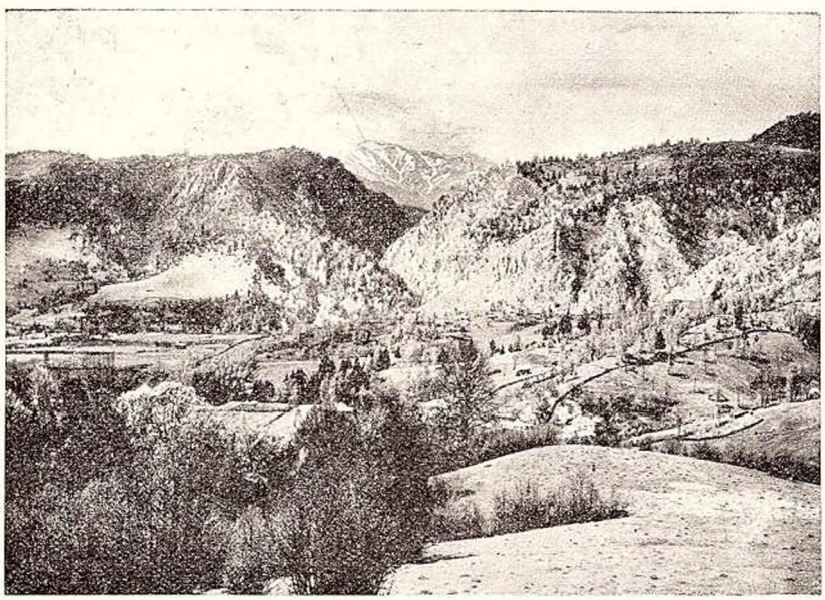


Fig. 8. — Dépression tectonique de Podul Dâmboviţei. Escarpements de calcaires tithoniques, qui dominent les grès conglomératiques cénomaniens du premier plan (Foto KRÄUTNER).

Dâmbovicioara, en déterminant une dénivellation importante; en effet, les conglomérats cénomaniens [1]) qui recouvrent le Tithonique de son aile occidentale, se trouvent descendus de 200 m par rapport à leur prolongement de l'aile orientale surmontant les calcaires tithoniques de Plaiul Mare.

Cette faille pénètre dans les premières gorges de la Dâmboviţa, au N du village de Podul Dâmboviţei. Elle ne peut être suivie plus loin, du fait que cette partie de la vallée est impraticable. Elle n'est pas observable, vers le SE (de la chaussée Rucăr—Bran), à cause de la présence des conglomérats cénomaniens recouverts de végétation.

[1]) Ces conglomérats sont visibles de part et d'autre de la chaussée avant les gorges de la Dâmbovicioara.

Institutul Geologic al României

Cette faille, importante donc aussi bien par la dénivellation verticale de l'ordre de 200—250 m qu'elle détermine, que par l'intéressant décrochement transversal à jeu d'environ 4 km déjà signalé, est très probablement apparue — comme d'ailleurs les autres failles importantes de la régions — au cours des mouvements mésocrétacés. C'est alors que la dénivellation s'est esquissée; le décrochement transversal apparaît consécutif à la poussée, post-sénonienne ou tertiaire, du Făgăraș, utilisant l'endroit de faible résistance formé auparavant par cet accident apparu dans la région.

La faille à l'E de Pleașa—Posada. La direction de cette faille est NW-SE. Elle sépare les calcaires tithoniques de la crête Pleașa—Posada à l'W, des conglomérats cénomaniens surmontés par les marnes sénoniennes à l'E, et qui affleurent dans la partie occidentale de la dépression de Podul Dâmboviței. Elle est observable sur une distance d'environ 3 km.

La faille de Gruiul Raței. Parallèle à la précédente, elle borde vers l'E une bande étroite de marnes sénoniennes pincée entre les massifs calcaires de Pleașa—Posada à l'W et de Gruiul Raței a l'E.

La faille a l'W de Pleașa—Posada. Cette faille passe avec, une direction NW-SE, entre les formations du Crétacé supérieur à l'W, formant la partie orientale de la dépression de Rucăr d'une part, et les calcaires tithoniques surmontés par les conglomérats cénomaniens du compartiment Pleașa—Posada de l'autre.

La faille de Pleașa. En continuité avec la précédente et présentant la même direction, cette faille sépare les calcaires tithoniques à l'E de Vârful Pleșei, des marnes sénoniennes à l'W.

Les failles consignées aux paragraphes 6, 8 et 8 a, délimitent le compartiment de Pleașa—Posada, formé par des calcaires tithoniques recouverts par les conglomérats cénomaniens. Ce compartiment soulevé, dominant ceux de l'W et de l'E, constitue le seuil de Pleașa—Posada qui sépare la dépression de Rucăr de celle du Podul Dâmboviței.

La faille de Valea Preotului. Cette faille à direction SW-NE sépare, au N de Rucăr et sur une distance de plus d'un km, les calcaires tithoniques affleurant en plusieurs endroits le long de la rive gauche de cette vallée, des formations du Crétacé supérieur de la rive droite de celle-ci.

La faille de Valea Mătușei. Dirigée NW-SE, cette faille sépare les calcaires tithoniques, des grès turoniens. C'est une faille secondaire, qui atteints 500 m en longueur.

Institutul Geologic al României

La faille du versant N de Valea-cu-Ulucile. Cette faille, dirigée SW-NE, est constatable dans la bordure occidentale du synclinal de Piatra Craiului. Elle y détermine un décrochement transversal d'une envergure d'environ 400 m de longueur. Formant l'aile N de cette faille, on remarque sur la rive gauche de la Valea-cu-Ulucile une paroi escarpée, bien que boisée, montant de quelque 750 m plus haut que celle de la rive opposée. Cette dénivellation ne peut être attribuée qu'à une faille suivant Valea-cu-Ulucile, et que nous considérons en même temps comme la limite N de la dépression de Dâmbovicioara.

En dehors des failles que nous venons d'énumérer, la région de Dâmbovicioara—Rucăr est parcourue par de nombreuses failles secondaires qui, recoupant sans dénivellation appréciable les mêmes formations, ne peuvent être suivies dans toute leur longueur.

Nous avons déjà vu plus haut que les failles de la région de Piatra Craiului doivent être apparues en grande majorité, sous une forme incipiente, déjà du temps des mouvements orogéniques mésocrétacés. Pendant l'orogenèse tertiaire de nouveaux déplacements ont eu lieu surtout le long des failles. Ces déplacements ont affecté les compartiments dans leurs positions initiales. En effet, les dépôts peu consistants du Néocomien se trouvent aujourd'hui cantonnés dans le compartiment de Dealul Sasului—Dâmbovicioara, qui actuellement est le plus élevé de la dépression. Les compartiments relativement beaucoup plus affaissés, de Rucăr et de Podul Dâmboviței, n'en montrent au contraire aucun affleurement de Néocomien; ce fait ne pourrait s'expliquer, si nous acceptons la situation actuelle comme originelle. Or, le Néocomien est absent, non seulement là où l'on observe les calcaires tithoniques à nu, calcaires qui auraient donc pu perdre leur couverture de marnes durant le Tertiaire, mais aussi dans les endroits où ces calcaires sont surmontés par les conglomérats cénomaniens.

Il faut donc admettre une érosion précénomanienne qui a entamé la couverture de marnes, et cette érosion entraîne comme conséquence bien naturelle que ces compartiments de Rucăr et de Podul Dâmboviței avaient avant le Tertiaire une situation supérieure par rapport à celui de Dealul Sasului.

L'inversion de la position des compartiments a eu lieu pendant l'un ou l'autre des paroxysmes orogéniques tertiaires. En partant du fait que les marnes sénoniennes, représentant la formation la plus récente du deuxième cycle, sont conservées seulement dans les dépressions de Rucăr et de Podul Dâmboviței, et qu'elles sont absentes sur Dealul Sasului, on peut croire que cette inversion a été la suite des mouvements post-sénoniens. Cela du fait que ces marnes forment un horizon de faible importance (environ 30 m) qui aurait été vite éliminé par l'érosion si les compartiments qu'il surmonte avait

Institutul Geologic al României

gardé pendant un certain temps une situation supérieure par rapport aux compartiments voisins.

L'effet des paroxysmes tertiaires plus récents a été peut-être d'accentuer ces différences de rejet entre les compartiments.

d) LA ZONE DE PRAVĂŢ—MATEIAŞUL

Cette quatrième zone, moins étendue, se trouve dans le SW de notre région. Elle consiste en deux lambeaux isolés de dépôts sédimentaires déposés sur le cristallin de la Leaota.

L'un de ces lambeaux, uniquement formé par des calcaires tithoniques, constitue le Mateiaşul et ses contreforts, qui délimitent la région collinaire des environs de Câmpulung (la zone des « Muscele ») par ràport à la zone montagneuse de Dragoslave—Rucăr.

Le second lambeau est situé au NW de Mateiaşul, entre Valea Pravăţului et l'Argeşel; il est formé par des conglomérats, des grès et des marnes appartenant au Crétacé supérieur.

Le lambeau tithonique du Mateiaşul se présente sous la forme d'un synclinal pincé dans le cristallin. Les calcaires offrent à leur base un aspect bréchoïde, et comprennent des horizons de calcaires marmoréens.

Le lambeau de Crétacé supérieur de Valea Pravăţului est chevauché dans sa partie N par le cristallin; les marnes sénoniennes développées du côté du Pravăţ, comme les conglomérats cénomaniens affleurant vers l'Argeşel, plongent vers le N sous le cristallin avec 25°.

Cette ligne de chevauchement — peut-être du fait de son manque d'importance — ne peut être suivie dans le cristallin. Quoiqu'il en soit, son intérêt est très grand, car elle prouve avec certitude l'activité de mouvements postsénoniens dans le synclinal de Piatra-Craiului.

Les calcaires tithoniques de Mateiaşul étaient autrefois en connexion avec les calcaires du flanc oriental de Piatra Craiului. L'érosion les a séparés; la distance actuelle entre les deux masses calcaires atteint environ 3 km. Les calcaires bréchoïdes et les calcaires marmoréens de la base du Mateiaşul y mettent pour le surplus en évidence un décollement suivi par le glissement du calcaire tithonique à la surface du cristallin. L'absence du reste de la série jurassique à la base du Tithonique appuye cette manière de voir.

Le lambeau de conglomérats du Pravăţ a lui-aussi été en connexion directe avec les conglomérats des environs de Rucăr; c'est l'érosion qui l'en a détaché.

B) LE SYNCLINAL DES BUCEGI

Dans le massif des Bucegi, l'allure synclinale ne peut être mise en doute. Les dépôts du premier cycle affleurent aussi dans ses deux flancs, W et E, mais ces dépôts sont moins développés que dans Piatra Craiului, tandis que

Institutul Geologic al României

ceux du cycle crétacé supérieur se présentent sous des épaisseurs énormes, dépassant 1000 m.

Les conglomérats cénomaniens ont noyé complètement, dans sa partie N — (région de Omul) — les dépôts du premier cycle de sédimentation, d'ailleurs en grande partie entamés par l'érosion durant l'Albien. Mais l'érosion tertiaire a décapé à son tour les conglomérats de Bucegi, de sorte que le fondement jurassique et néocomien vient en maints endroits à l'affleurement.

Ces dépôts du premier cycle ont été mis à nu surtout à la partie S du massif, laquelle est relativement soulevée par rapport aux contrées septentrionales. Le cristallin de la Leaota est, comme nous l'avons vu, dans la même situation: soulevé au S, il s'abaisse axialement vers le N.

Bien que réduits comme étendue, les dépôts du premier cycle des Bucegi sont identiques comme facies et comme âge à ceux de Piatra Craiului. Ces dépôts se présentent sous la forme d'une étroite bande N-S, depuis Poliţa, jusqu'à Valea Tătarului au S, apparaissant aussi à Lespezi—Zănoaga. Dans le flanc oriental, ils affleurent seulement dans la klippe alongée N-S de Piatra Arsă—S-ta Anna, près Sinaia, et en d'autres petits lambeaux de calcaires tithoniques semés le long de la ligne frontale des Bucegi.

On a pu voir au chapitre de stratigraphie que, dans les Bucegi comme dans Piatra Craiului, le premier cycle s'est prolongé jusque dans le Néocomien, et qu'après le Barrémien la sédimentation y a été interrompue, ne reprenant qu'avec le Cénomanien; que la lacune durant l'Aptien et l'Albien a été marquée par des mouvements orogéniques et par une période d'érosion qui a en grande partie suprimé les dépôts jurassiques et néocomiens. Il est possible d'ailleurs que ces dépôts ont été dans les Bucegi originairement peu développés. On a pu voir aussi comment la transgression cénomanienne, venue du NE, a déposé dans la région la puissante série des conglomérats de Bucegi, qui a moulé les excavations et noyé sous leur masse les reliefs précénomaniens.

La complète identité de facies des dépôts sédimentaires dans les deux grands synclinaux, la présence du même socle cristallin sur lequels ils se sont constitués, comme aussi les rapports étroits de leur tectonique, mettent en évidence d'une manière indubitable leur évolution géologique commune. Les mouvements tectoniques d'âge tertiaire ont accentué les anciens plis esquissés pendant le Mésocrétacé, si bien que les conglomérats cénomaniens sont interessés, comme dans Piatra Craiului de son côté, par le grand pli synclinal des Bucegi.

Ce synclinal présente un grand développement, ses flancs ne montrant nulle part des inclinaisons au delà de 20—25°. Les conglomérats cénomaniens y ont de ce fait l'aspect d'une interminable succession de bancs apparemment très peu dérangé et qui, à la suite des mouvements tertiaires, a été fracturée surtout transversalement. L'importance de ces fractures est tout à fait secondaire. Quant aux failles longitudinales, elles sont probablement apparues

Institutul Geologic al României

durant l'orogenèse mésocrétacée et ont été rajeunies ultérieurement. Elles sont visibles aujourd'hui seulement en relation avec les dépôts jurassiques qui percent ça et là la couverture de conglomérats.

Dans la région des Bucegi aussi, l'on constate les effets de la poussée venue du NW. Ainsi, sur les coupes que nous présentons, on observe que le synclinal des Bucegi est assymétrique, son flanc W étant soulevé par rapport au flanc oriental; de plus, l'axe N-S du synclinal y est déplacé vers l'W, le flanc W étant bien moins large que le flanc E. On constate aussi que, le flanc W s'appuye normalement sur le cristallin, tandis que le flanc oriental, ayant à sa base les klippes jurassiques de Piatra Arsă, chevauche la zone interne du Flysch néocomien de la région de Sinaia—Buşteni. Nous attribuons la situation relativement élevée du flanc W au soulèvement du seuil cristallin de la Leaota au cours des mouvement stertiaires.

En même temps que le mouvement vertical, la masse cristalline de la Leaota a été déplacée vers l'E par la poussée venue de la direction du Făgăraş. C'est ce mouvement, transmis au synclinal des Bucegi, qui a déterminé le chevauchement du flanc oriental de celui-ci, le long de la Prahova par-dessus la zone des couches de Sinaia et du Barrémien gréseux du Flysch néocomien. Tous les termes jurassiques moyens apparaissant du dessous du Tithonique du flanc W du synclinal, montrent que ce flanc est resté relativement en place sur son socle cristallin.

LA LIGNE FRONTALE DES BUCEGI

La poussée venue du NW n'a rencontré, le long de la ligne frontale des Bucegi, qu'une faible résistance. Il ne nous a pas été possible de trouver — dans le cadre de notre région — des données précises sur l'amplitude des mouvements mésocrétacées; cette question oblige pour être discutée et éclaircie, de placer la région dans le cadre général des Carpates, ce que nous ferons d'ailleurs plus tard. En tous cas nous devons souligner, indépendamment de toute interprétation de la tectonique mésocrétacée des Carpathes, que cette ligne frontale doit être considérée comme un effet de ces anciens mouvements. Déjà dans le mésocretacé l'important accident tectonique dont il est question séparait deux zones distinctes: à l'W, la zone cristallino-mésozoïque, dans laquelle le Nécomien apparaît sous le facies marneux-ammonitique, de Dâmbovicioara; à l'E, la zone du Flysch, où le Néocomien offre le facies néritique des couches de Sinaia.

Les poussées intenses venues du NW, au cours du Tertiaire, ont fait glisser le flanc oriental des Bucegi — par chevauchement — sur la zone des couches de Sinaia.

Sur une grande distance le long de cette ligne frontale les conglomérats de Bucegi du flanc oriental viennent en contact avec les couches de Sinaia; il

Institutul Geologic al României

n'y a que dans le S, que sur cette ligne de contact anormal apparaissent les klippes jurassiques de S-ta Ana—Piatra Arsă. Dans cette partie aussi s'intercale le facies gréseux du Barrémien entre le Jurassique—Berriasien de Piatra Arsă—S-ta Ana et la base des conglomérats de Bucegi, montrant le même plongement que les conglomérats. La carte met en évidence que ce Barrémien se prolonge, sous les conglomérats de Bucegi, bien plus loin que la terminaison N des klippes jurassiques, qu'il dépasse d'environ 3 km.

Nous avons signalé déjà la présence d'un complexe de couches gréseuses identiques aux grès barrémiens, qui affleure à l'E de la ligne frontale des Bucegi en situation verticale, ou offrant un fort pendage W — atteignant 80—85°. Ce paquet peut être suivi, en particulier dans Valea Jepilor, sur une distance de 400 m. Vers Bușteni toutefois, leurs relations avec les couches de Sinaia ne peuvent être suivies pas-à-pas, du fait de la présence de la forêt et des éboulis de ces parages. Mais, près de Bușteni, puis dans la vallée de la Prahova, affleurent — à 1 km de distance à peine des grès massifs barrémiens — les couches de Sinaia très développées. Il s'ensuivrait donc qu'il faut admettre ici un passage graduel depuis l'horizon de grès barrémiens en couches verticales aux couches de Sinaia.

Comme nous l'avons affirmé à un autre endroit, aussi bien la bande de grès barrémiens qui sont en concordance avec les conglomérats, que les grès redressés à l'E de la ligne de chevauchement, disparaissent un peu au N de Valea Jepilor. A partir de ce dernier point vers le N le long de cette ligne frontale, les conglomérats de Bucegi viennent en contact direct avec les couches de Sinaia. La ligne frontale présente, au S, une direction SSW-NNE; cette direction change à l'extrémité N de la klippe de Piatra Arsă, devenant SSE-NNW; cela, du fait même de l'apparition de cette klippe, qui a déterminé un décallage de la portion S d'environ 1 km par rapport à la partie N.

La direction NNW de cette ligne persiste jusqu'à Poiana Coștilei, où elle dessine un entrant aigu. Ensuite, elle se dirige vers le N, en recoupant Valea Cerbului à 200 m à l'W de la maison Dihamu. En cet endroit, on observe sous les conglomérats de Bucegi, une puissante brèche à éléments de schistes cristallins, témoignant que le fondement cristallin se trouve à faible profondeur dans cette partie du flanc oriental des Bucegi.

A partir du sommet dit La Clește, la direction de la ligne frontale redevient NNW jusqu'à la hauteur des calcaires tithoniques de Piatra Arsă [1]). Elle est interrompue ici par une faille transversale particulièrement intéressante, ainsi qu'on le verra plus loin.

Dans Valea Cerbului apparaissent — dans le flanc W de la faille — des couches de Sinaia qui peuvent être suivies jusqu'au point Pichetul Roșu. Ces

[1]) Klippe située aux sources de Valea Râșnoavei.

Institutul Geologic al României

couches apparaissent de sous les conglomérats cénomaniens; elles se trouvent donc ici en fenêtre.

Dans la même situation tectonique se trouvent les couches de Sinaia, qui affleurent sous la forme d'une bande étroite de suite au N de Pichetul Roșu, depuis le début de Valea Glăjăriei vers le N.

En jugeant d'après la distance entre ces fenêtres tectoniques et la ligne frontale, il semble résulter que l'envergure du chevauchement du flanc oriental des Bucegi, est d'au moins 4 km. La grande poussée développée au cours de ce phénomène explique bien l'aspect plissoté des couches de Sinaia, comme leurs diaclazes et leurs empillement en paquets fragmentés; ces couches, ont subi de la part de la lourde masse chevauchante un véritable pétrissage.

LE DÉCROCHEMENT DE PIATRA MARE ET LE CHEVAUCHEMENT DE CELLE-CI SUR LES COUCHES DE SINAIA

J'ai montré plus haut que la ligne frontale des Bucegi est limitée par une faille transversale, faille qui passe en contrebas des calcaires de Piatra Arsă II (sources de Valea Râșnoavei) avec une direction W-E. L'importance de cette ligne transversale est dans le fait qu'elle sépare — dans la grande zone synclinale orientale — deux unités: l'une au S, celle des Bucegi, l'autre au N, celle de Piatra Mare.

L'unité de Piatra Mare, au N, a subi un déplacement accentué vers l'E par rapport à l'unité des Bucegi au S, et la faille transversale de la base des calcaires de Piatra Arsă a servi de plan de glissement lors de ce décalage.

N'ayant pas eu la possibilité d'étendre nos recherches sur la région de Piatra Mare, nous utilisons, dans le but de clarifier la position tectonique de cette unité par rapport à notre région, la carte publiée récemment par M. JEKELIUS (34).

Sur cette carte, la zone de Piatra Mare, constituée par des sédiments jurassiques et des conglomérats de Bucegi, est interprétée par M. JEKELIUS comme formant une nappe charriée par-dessus la zone des couches de Sinaia.

La dislocation à l'E de Piatra Mare, qui limite les conglomérats cénomaniens du substratum de couches de Sinaia, s'étend sur une longueur de 10 km en direction NNW, dans la rive gauche de Valea Gârcinei. Les couches de Sinaia affleurent en fenêtre aussi à l'W de la ligne de chevauchement de la Gârcina, au S de Turcheș.

Essayant de trouver la liaison entre la zone de Piatra Mare et celle des Bucegi, nous remarquons d'abord que, la ligne de la Gârcina présente la même situation tectonique que la ligne frontale de Bucegi. Elles séparent les flancs orientaux chevauchants des deux synclinaux formés par les sédiments jurassiques et les conglomérats des Bucegi, des couches de Sinaia constituant l'autochtone. Le flanc E du synclinal de Piatra Mare représente une zone

Institutul Geologic al României

identique à celle du flanc E des Bucegi, mais déplacée bien plus vers l'E que celle-ci par les poussées tectoniques tertiaires venues du NW.

Il s'ensuit que le flanc oriental des Bucegi était — avant les poussées tertiaires — en continuité directe avec le flanc oriental de Piatra Mare. Ces poussées, étant plus fortes dans la moitié N du synclinal primitif, elles ont déterminé un décrochement transversal plus accentué — pouvant être estimé à environ 12 km par rapport aux Bucegi; cette moitié N, a été poussée donc en nappe par-dessus les couches de Sinaia.

Il ressort aussi de la carte de M. JEKELIUS que, le bord méridional de la nappe de Piatra Mare est un ligne de fracture à direction W-E, passant entre Timișul-de-Sus et Predeal.

La zone de Piatra Mare apparaît donc comme une partie intégrante de la grande zone synclinale orientale, décrochée et poussée de beaucoup vers l'E le long de cette faille transversale.

La tectonique du synclinal des Bucegi—Piatra Mare est, naturellement, en liaison étroite avec celle du synclinal de Piatra Craiului—Rucăr. Celui-ci, du reste a été le premier à subir l'effet de la poussée exercée par la masse cristalline du Făgăraș. Il est donc intéressant de considérer la tectonique de la région dans son ensemble. Dans ce sens la question paraît se présenter dans les conditions suivantes:

Le cristallin des Monts du Făgăraș a exercé une pression vers l'E, de plus en plus accentuée à mesure que l'on se déplace vers les hauteurs septentrionales des Monts Perșani; ici, il se trouve fortement chevauché, sur le Lias de Codlea (JEKELIUS, 31 coupe, p. 17).

Les effets de ces pressions ont été premièrement ressenties par la zone de Rucăr—Piatra Craiului. Mais la région de Rucăr est uniquement fracturée, sans deplacement latéral bien notable.

La région de Piatra Craiului—Fundata a été détachée de celle de Rucăr suivant la faille transversale de la Dâmbovița (à Podul Dâmboviței); elle a été ployée en synclinal à bord occidental déversé, et décrochée vers l'E d'environ 4 km. Son extrémité N chevauchée d'une manière plus accentuée, subit en même temps, du fait des pressions de plus en plus fortes, une brusque inflexion vers l'E suivant la ligne Măgura—Bran.

Les mêmes pressions se manifestent aussi dans les Bucegi qui, ployés en synclinal fracturé, sont poussés par-dessus les couches de Sinaia.

Mais, le plus puissant effet de ces pressions est ressenti par la zone Postăvarul—Piatra Mare qui, détaché des Bucegi—Piatra Craiului le long de la faille transversale mentionnée, est poussée bien plus loin vers l'E, en nappe sur les couches de Sinaia. L'ampleur du décrochement est d'environ 12 km, et il n'est pas exclu que la zone de Zăganu fasse partie de cette nappe de charriage; le fait semble même ressortir clairement des recherches de M.

Institutul Geologic al României

PREDA (83). La disposition en écailles imbriquées de la région Postăvarul—Piatra Mare est due au même phénomène.

Ce chevauchement accentué a été certainement de beaucoup facilité par l'affaissement axial vers le N du cristallin de la Leaota. Au contraire, vers le S, les coupes montrent avec évidence la résistance que cet anticlinal oppose aux poussées tendant à accumuler toujours vers l'E la couverture sédimentaire fracturée et localement décollée.

L'anticlinal de la Leaota s'efface de plus en plus vers le N, et disparaît complètement à la latitude de Piatra Mare—Postăvarul; à la place des deux synclinaux méridionaux (Bucegi et P. Craiului), on trouve ici un seul synclinal (Piatra Mare) de dépôts sédimentaires, jurassiques et néocomiens, recouverts par les conglomérats cénomaniens transgressifs.

Le synclinal de la région de Brașov—Christian—Codlea comportant du Trias et les trois termes du Jurassique (Lias, Dogger, Malm), en dehors du Néocomien et des conglomérats, se différencie comme une zone distincte par rapport à la grande zone synclinale Piatra Craiului—Bucegi—Piatra Mare—Postăvarul (ici l'on n'observe nulle part du Trias, ni du Lias à la base de la série étudiée).

PARTICULARITÉS TECTONIQUES À L'INTÉRIEUR DU SYNCLINAL DES BUCEGI

Dans la région des Bucegi, le flanc W, marqué par le Jurassique de Tătarul—Poliția, montre une direction N 10° E et un pendage E 20°, qui se retrouvent dans les conglomérats cénomaniens de la crête Bătrâna—Gaura.

Les conglomérats de cette dernière se trouvent aujourd'hui sur une marche élevée par rapport aux conglomérats du Bran, du fait de l'existence probable d'une faille N-S passant en contrebas de cette crête. Suivant cette faille, l'entier synclinal des Bucegi a été soulevé de plusieurs centaines de mètres par rapport à la région W.

Le synclinal des Bucegi délimité ainsi à l'W par cette faille, à l'E par la ligne frontale déjà étudiée, apparaît — du fait de la faible inclinaison de ses flancs — sous l'aspect morphologique d'une immense plaque formée dans sa très grande majorité de conglomérats cénomaniens. Cette plaque est intéressée en plusieurs endroits par des failles, dont voici les plus importantes:

Faille de la vallée supérieure de la Ialomița. Cette faille, à direction N-S, peut être suivie sur une longueur de 4 km. Elle est visible déjà au S des gorges du Tătaru et s'étend jusqu'au N du confluent de Valea Horoabei, séparant les calcaires tithoniques à l'W des grès et conglomérats cénomaniens à l'E. En deux endroits le long de cette faille, le cristallin affleure à la base des calcaires tithoniques: l'un se trouve au débouché des gorges de Tătaru; le

Institutul Geologic al României

cristallin assez développé y est très broyé. Plus haut de 3 km, au débouché de la Horoaba, se trouve le deuxième affleurement de schistes cristallins, d'extension réduite. Cette faille disparaît vers le N, masquée par les conglomérats cénomaniens de l'Obârșia Ialomiței.

Le fait que la faille n'est évidente que dans les dépôts jurassiques, laisse supposer qu'elle a été déterminée, par les mouvements mésocrétacés, avant la transgression cénomanienne.

Les failles transversales du flanc W des Bucegi. Tout comme le flanc W de Piatra Craiului, celui des Bucegi est recoupé par quelques failles transversales, de faible importance, le long desquelles les compartiments se sont décrochés.

Deux de ces failles se trouvent dans les environs de Vama Strunga. Elles sont parallèles et offrent une direction W-E. La carte montre que le bloc jurassique qu'elles délimitent est déplacé vers l'W d'environ 500 m par rapport à la bordure générale du synclinal.

Nous ne possédons pas des éléments en nombre suffisant pour apprécier l'âge de ces failles; il est cependant très probable que la fragmentation a commencé au temps des mouvements mésocrétacés; les décrochements qu'elles ont facilité sont toutefois à considérer comme des effets tertiaires.

Les écailles de la klippe Piatra Arsă—S-ta Ana. La klippe de Jurassique de S-ta Ana, recoupée par Valea Peleșului, consiste en deux écailles imbriquées de l'W vers l'E. Le pendage des couches y est de 35° W. L'écaille de base est formée par les jaspes chevauchant les couches de Sinaia; au-dessus des jaspes oxfordiens, suivent les calcaires tithoniques et berriasiens, puis les grès barrémiens. Le Barrémien de cette écaille est interrompu par une faille à inclinaison W de 45°; la deuxième écaille le surmonte. Celle-ci offre la même succession sédimentaire: jaspes à la base, Tithonique-Berriasien, grès barrémiens, recouvert par les conglomérats de Bucegi.

Les failles de la dalle de conglomérats du plateau des Bucegi. Cette dalle d'un aspect tabulaire, à une épaisseur de plus de 1.000 m. Elle a subi au cours du Tertiaire un déplacement accentué vers l'E, chevauchant de 4 km environ les couches de Sinaia. Son flanc W, a été lui-aussi déplacé vers l'E, mais ensemble avec son fondement cristallin.

Ces mouvements ont déterminé l'apparition dans la masse rigide des conglomérats, de failles à directions variées, accompagnées de dénivellations. Mais il serait impossible de suivre ces dislocations dans la masse des conglomérats, sans l'horizon de grès micacés turoniens-sénoniens de la partie supérieure des conglomérats. Ces grès n'affleurent que dans les régions centrale

Institutul Geologic al României

et méridionale du synclinal; de ce fait, les détails de la tectonique des régions au N de Caraimanul restent imprécis.

Voici les failles dont nous avons eu la possibilité de préciser le trajet:

a) Faille à l'E des sommets Cocora—Pietrosul—Blana. Cette faille s'oriente SW-NE. Elle sépare les conglomérats cénomaniens, montrant la direction N 20° E et un plongement 18° W, des grès turoniens-sénoniens; la direction de ces grès est N 18° E, et l'inclinaison de 15° W.

b) Faille à l'E du sommet de Nucetul. Il s'agit très probablement de la continuation de la précédente. Cette faille se présente en effet immédiatement au S et dans les conditions identiques. La direction en est cependant différente: elle s'oriente N-S.

En dehors de ces deux failles, parallèles à l'axe du synclinal, il y a dans la région des failles transversales, de direction W-E.

c) La faille au S du Caraiman. Nous avons déduit la présence de cette faille, du fait que dans son aile N les conglomérats forment une paroi abrupte, dominant d'environ 300 m l'aile S.

Au SW de Caraiman, on trouve une série de failles transversales au contact des conglomérats et des grès, déterminant plusieurs écailles sur le flanc oriental du synclinal. Ces écailles montrent un plongement monoclinal constant vers le SW. Nous avons déjà signalées ces écailles se traduisant dans la série des sommets connus à l'W de Sinaia, les Jepi, Piatra Arsă, Furnica, Vârful cu Dor, etc., chacun formé à la base par les conglomérats, et à leur partie supérieure par les grès turoniens-sénoniens. Chaque écaille est séparée des voisines par des lignes de failles:

d) la faille entre l'écaille des Jepi et celle de Piatra Arsă;

e) la faille entre l'écaille de Piatra Arsă et celle de Furnica;

f) la faille entre l'écaille de Furnica et Vârful cu Dor;

g) la faille séparant l'écaille de Vârful cu Dor, de l'écaille de Păduchiosu—Oboarele;

h) la faille entre Păduchiosu et Dichiu.

Un phénomène intéressant soulignant cette structure en écailles du plateau des Bucegi, c'est la disposition particulière du cours supérieur des vallées à la surface de ce plateau: bien d'entre elles présentent und déviation particulière à angle droit, immédiatement après avoir touché les conglomérats de la base de ces écailles.

Ainsi, Valea Dorului, après un trajet N-S dans les grès supérieurs, se dirige à angle droit vers l'E quand elle a touché les conglomérats cénomaniens de la base de l'écaille de Vârfu-cu-Dor,

Institutul Geologic al României

De la même manière, Valea Oboarele dirige son cours également à angle droit, mais cette fois vers l'W, quand elle atteint les conglomérats de l'écaille de Oboarele.

Si l'on juge d'après l'état très peu encaissé des vallées qui sillonnent le plateau des Bucegi (en général suivant des failles) avant d'arriver dans l'un ou l'autre des grands collecteurs de la Prahova et de la Ialomița, on pourrait déduire que la tectonique en écailles des Bucegi est très récente. D'autre part, vu le fait que cette tectonique en écailles est très probablement la conséquence immédiate du déplacement vers l'E du synclinal sous la poussée du cristallin du Făgăraș, il s'ensuivrait que cette poussée soit elle-même un phénomène tout aussi recent; qu'il soit dû au paroxysme orogénique de la fin du Pliocène, dont l'influence très accentuée dans les Carpates a été mise en évidence par M. Voitești (118).

C) L'ANTICLINAL DE LA LEAOTA

Entre les deux synclinaux de Piatra Craiului et des Bucegi, se dresse avec une direction conforme — N-S jusqu'à N 10° E — l'anticlinal de cristallin de la Leaota.

C'est une zone massive, atteignant des altitudes au delà de 2.000 m (max. 2.134 m, dans Vârful Leaotei). Elle vient en contact direct, à l'W avec le Jurassique supérieur du flanc oriental du synclinal de Piatra Craiului, à l'E avec le Jurassique moyen du flanc occidental des Bucegi.

Nous avons déjà insisté sur l'ennoyage axial de cet anticlinal, vers le N, sous les conglomérats cénomaniens de la dépression de Bran, qui font la liaison entre ceux de la Piatra Craiului et ceux des Bucegi. Dans la région de Bran, c'est le cristallin qui se trouve dans le soubassement des conglomérats; il a été rencontré dans les puits foncés pour la recherche de l'eau et affleure même en plusieurs endroits par le décapage des conglomérats du fait de l'érosion. Le point le plus septentrional d'affleurement se trouve entre Bran et le village Poarta, dans Valea Poartei. Le cristallin affleure aussi sous les conglomérats — sous la forme d'une zone large de 4 km — un peu au S, le long de Valea Lungă, entre les villages Moeciul de Sus et Moeciul de Jos.

En général, l'absence des dépôts jurassiques sous la couverture — assez mince ici — des conglomérats cénomaniens, montre que le soulèvement de l'anticlinal cristallin remonte à une époque antérieure au dépôt de ces conglomérats, sous l'effet des mouvements orogéniques mésocrétacés. Cette circonstance explique, d'une part l'érosion durant l'Albien des sédiments du premier cycle [1]), de l'autre la faible épaisseur des conglomérats, très naturelle dans une région à caractère geanticlinal.

[1]) Comme on l'a vu précédemment, il n'y a que deux endroits où des lambeaux de calcaires tithoniques se sont conservés: à Goaga—Predelușul et au confluent de Valea Moeciului.

Institutul Geologic al României

L'anticlinal de la Leaota a joué un rôle important durant les mouvements tertiaires; le rôle d'un seuil résistant devant Piatra Craiului, poussée vers l'E par l'avancement de la masse du Făgăraș, qui l'a déplacée dans cette direction d'environ 4 km. Dans ce déplacement, le flanc W est resté solidaire du cristallin de soubassement; le fait est prouvé par la conservation des horizons sédimentaires de la base des calcaires tithoniques. Il faut en conclure que le sédimentaire s'est déplacé ici ensemble avec le cristallin. Au contraire, dans le flanc oriental, des décollements et des déplacements relatifs sont intervenus, qui ont déterminé la destruction par laminage de ces horizons; il n'en reste que, par-ci par-là, quelques paquets de jaspes oxfordiens.

A la fin, devant l'entassement de masses provoqué à l'W, l'anticlinal de Leaota cède à son tour: il est déplacé vers l'E de 2 à 3 km, en transmettant les poussées au synclinal des Bucegi qui le flanque sur sa droite.

L'anticlinal de la Leaota a subi aussi au cours des mouvements tertiaires un mouvement d'exhaussement sur la verticale, accompagné par l'apparition de la faille, de flanc occidental des Bucegi. C'est le long de cette faille que devait avoir lieu le soulèvement maximum du cristallin dans son aile orientale, ensemble avec l'entier flanc W des Bucegi. Le fait s'est traduit par l'assymétrie — déjà notée — du synclinal des Bucegi, dont le flanc W est bien plus exhausé que le flanc E.

L'ennoyage axial vers le N de l'anticlinal de la Leaota, dans la région de Piatra Mare—Postăvarul, a eu comme effet la suppression de tout obstacle à la poussée exercée par le Făgăraș. Le cristallin de cette dernière zone a eu donc la possibilité d'exercer librement sa poussée tectonique sur sa partie N (Piatra Mare), la déplaçant de 16 km vers l'E par-dessus les couches de Sinaia.

La faille WNW-ESE qui a occasionné le décrochement signalé au S de la région de Piatra Mare, s'est formée justement à l'endroit où l'anticlinal de la Leaota, suffisamment enfoncé, n'a plus eu d'influence sur les rapports des masses superficielles. Dans ce cas, l'inflexion vers l'E de la crête de Piatra Craiului, dans le région de Măgura—Bran, doit être mise également au compte de la résistance plus faible opposée à la marche en avant du synclinal occidental par l'anticlinal de la Leaota dans la région de Bran.

* * *

De tout ce que nous avons consigné jusqu'ici sur les caractéristiques tectoniques de notre région, il ressort que, la tectonique actuelle est due à la sommation des divers mouvements orogéniques tertiaires, remaniant en bonne partie les effets tectoniques de l'orogenèse mésocrétacée. Il ressort aussi que, le phénomène tectonique le plus important pendant les mouvements tertiaires, c'est celui de la poussée de la masse cristalline du Făgăraș vers l'E et SE.

Nous n'avons pas des données suffisantes, dans la région même, pour déduire avec quelque précision lequel parmi les paroxysmes tertiaires a déter-

Institutul Geologic al României

miné ce chevauchement. Toutefois, en partant de la constatation faite sur l'état encore jeune des vallées du plateau des Bucegi, qui ne sont pas encore encaissées, il se pourrait que ce paroxysme coïncide avec la puissante orogenèse de la fin du Pliocène.

Cependant, il est possible aussi que le chevauchement du cristallin du Făgăraș et donc les pressions exercées par lui, représentent les effets lentement additionés de plusieurs orogenèses tertiaires, qui ont contribués peu-à-peu à donner à la région ses caractères tectoniques actuels.

II. LES MOUVEMENTS OROGÉNIQUES MÉSOCRÉTACÉS

L'interruption de la sédimentation du premier cycle — dogger-barrémien — et la discordance transgressive des conglomérats cénomaniens ont été déterminés par des mouvements orogéniques. Ces mouvements, qui ont eu lieu pendant l'Aptien, sont arrivés à l'exondation de la région et à la création durant l'Albien d'un relief, sur lequel s'est étendue la transgression cénomanienne.

Une autre preuve de l'influence de ces mouvements, nous l'avons signalée dans les changements de rapports entre les compartiments tectoniques de la dépression de Rucăr—Dâmbovicioara: la conservation des marnes néocomiennes dans le compartiment actuellement plus élevé de Dealul Sasului—Dâmbovicioara ne peut être expliquée, comme on l'a vu, que par une situation relativement abaissée par rapport aux autres compartiments, après les mouvements-mésocrétacés et pendant l'érosion albienne.

Nous avons envisagé aussi une autre preuve de l'influence de ces mouvements pendant l'Aptien et l'Albien, dans la formation de l'anticlinal cristallin de la Leaota. C'est cette apparition précoce qui explique le décrochement transversal au N de Piatra-Craiului Bucegi: du fait de la résistance opposée par l'anticlinal de la Leaota, déjà formé, aux poussées tertiaires, ce segment s'est déplacé relativement peu, tandis que le segment de Piatra Mare a été poussé bien plus loin vers l'E par les pressions orogénique tertiaires.

Notre région étant peu étendue toutefois, elle ne peut fournir un nombre suffisant de données pour apprécier l'intensité et l'ampleur de ces mouvements mésocrétacés. La nécessité s'impose donc de considérer cette région dans son cadre géologique naturel, de faire appel aux données obtenues dans les régions voisines. Dans cette voie, deux hypothèses peuvent être avancées:

I. Les dépôts du premier cycle se sont constituées dans un géosynclinal dont le substratum était formé par le cristallin de la Leaota. Ce géosynclinal touchait à l'W le cristallin de Făgăraș, se prolongeant vers le N dans le géosynclinal du Hăghimaș. Le paroxysme mésocrétacé a faiblement ondulé ce géosynclinal qui, à son extrémité méridionale, a été subdivisé en deux

Institutul Geologic al României

synclinaux secondaires, de Piatra Craiului et des Bucegi, par l'apparition du géanticlinal de la Leaota.

II. Les formations du premier cycle provenant d'une zone située au NW ont pu être charriées, avec leur fondement cristallin, durant les mouvements mésocrétacés. Les deux synclinaux méridionaux (Piatra Craiului et Bucegi)

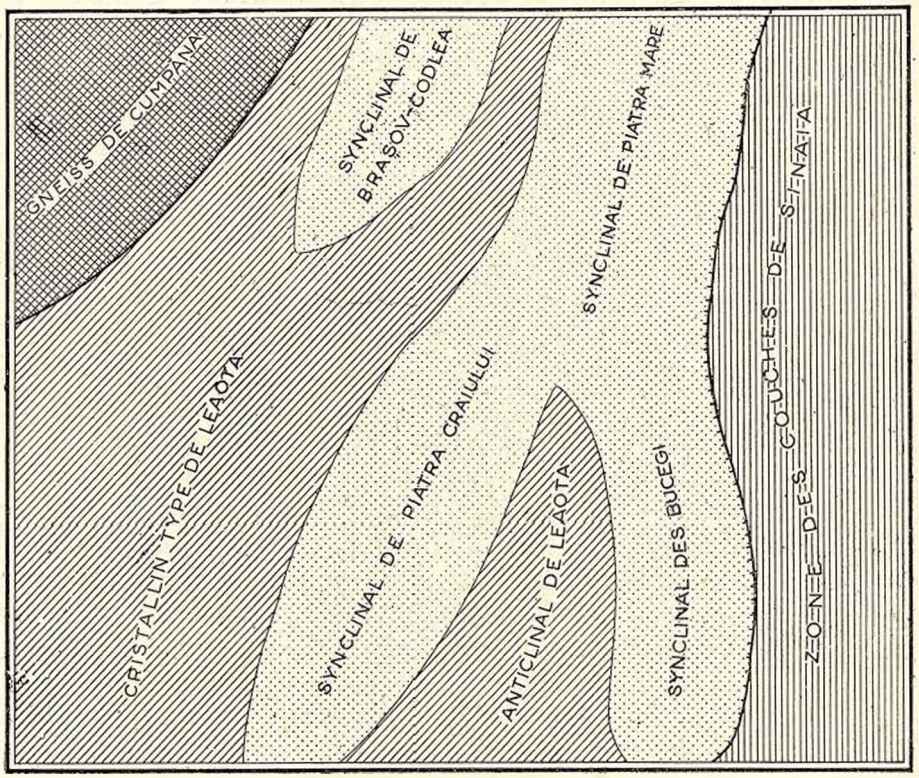


Fig. 9. — Esquisse paléogéographique de la région Bucegi—Piatra Craiului—Piatra Mare, au Crétacé moyen.

représenteraient dans cette hypothèse un phénomène secondaire de plissement de la nappe au cours de son déplacement.

Nous proposant de discuter un peu plus loin ces hypothèses, nous soulignons pour le moment un fait: quelque soit l'ampleur de ces mouvements orogéniques mésocrétacés, ils ont dans tout les cas esquissé dans la région une série de lignes tectoniques de deuxième ordre qui ont été reprises par les mouvements tertiaires. Les orogenèses tertiaires ont remis en mouvement la région, en accentuant les plis formés, en changement localement les rapports de position entre les divers compartiments tectoniques, surtout, en accentuant le déplacement vers l'E des grands blocs isolés par les failles mésocrétacées.

Institutul Geologic al României

Ces mouvements tertiaires ont affecté bien entendu aussi les dépôts du deuxième cycle sédimentaire en transgression sur le relief précénomanien.

Nous présentons dans l'esquisse ci-contre l'aspect — en lignes générales — de notre région avant le dépôt des conglomérats de Bucegi.

Sur ce schéma, le massif de Piatra Mare est reculé vers l'W de 16 km, les Bucegi, la Leaota et la partie N de Piatra Craiului, de 4 km, tandis que le cristallin du Făgăraș y occupe une situation bien plus occidentale que celle actuelle.

Entre ce dernier et la limite W du synclinal de Postăvaru—Piatra Mare, s'intercalait la zone synclinale plus interne, Codlea—Vulcan, caractérisée par des sédiments mésozoïques plus anciens, triasiques et liasiques, qui sont absents dans les autres. Le fait que ce synclinal se termine aujourd'hui vers le S avant d'atteindre Piatra Craiului, que ses dépôts ne se retrouvent plus à l'W de celle-ci, peut être dû, soit au laminage complet, soit peut-être plus simplement à leur absence originelle. Quant au fondement cristallin de ce synclinal, il s'agit, en jugeant d'après les données de M. SCHMIDT, du cristallin de la Leaota qui affleure à l'E de Holbac, à l'intérieur de ce synclinal.

La région synclinale cristallino-mésozoïque, de Leaota—Piatra Craiului—Piatra Mare—Bucegi, avec son sédimentaire débutant par le Dogger, caractérisé par le grand développement de calcaires tithoniques massifs et par un Néocomien de type ammonitique, se différencie par rapport à la zone plus orientale du Flysch interne. Dans cette dernière, le Néocomien — et même la partie terminale du Jurassique — sont développés sous des facies néritiques, dépourvus de fossiles, sous un facies de Flysch.

Essayons à présent, en partant de cette esquisse, de voir laquelle des deux hypothèses convient le mieux à notre région.

L'HYPOTHÈSE D'UNE STRUCTURE MÉSOCRÉTACÉE NORMALE

C'est l'hypothèse que nous avons exprimée dans notre note sur l'évolution géologique de la région (64). En nous basant sur l'identité complète entre les formations des deux cycles de sédimentation, dans les Bucegi et Piatra Craiului, nous avons conclu à une identité d'évolution géologique des deux synclinaux. Vu que le Dogger inférieur débute, dans les deux synclinaux, par des conglomérats transgressifs, nous avons admis que les formations du premier cycle se sont déposés dans un seul géosynclinal à direction N-S, prolongeant le géosynclinal du Haghimaș, où le sédimentaire, du Dogger au Néocomien, offre les mêmes faciès (7).

Dans cette note, nous avons considéré que les couches triasiques et liasiques de Christian—Codlea se sont formées elles-aussi dans ce même géosynclinal, installé de bonne heure dans la région, et qui s'était étendu vers le SE, peu à peu, dans le Dogger, englobant la région de Bucegi et de Piatra Craiului.

Institutul Geologic al României

Il ressort cependant de notre esquisse que les dépôts triasiques et liasiques de Cristian—Codlea appartiennent à un synclinal distinct, plus interne. Au Dogger, ce synclinal a été doublé vers l'extérieur par un deuxième synclinal, celui de Piatra Craiului—Bucegi, fonctionnant comme tel jusque dans le Barrémien. L'anticlinal de la Leaota n'existait pas encore à ce moment; il s'est formé pendant les mouvements mésocrétacés.

Dans la région de Piatra Craiului—Bucegi—Piatra Mare, le Jurassique supérieur consiste en calcaires tithoniques récifaux, massifs, tandis que le Néocomien est formé par des calcaires marneux et des marnes à facies ammonitique, ou « facies de Dâmbovicioara ». A l'E de la zone des Bucegi, les mêmes termes stratigraphiques présentent le facies flysch, sans fossiles, représenté par les couches d'Azuga (Jurassique supérieur), par les couches de Sinaia (Valanginien-Hauterivien), et par les couches de Comarnic (Barrémien-Aptien).

Le passage entre les deux groupes de facies n'est pas observable. Sur notre esquisse, nous avons séparé les deux zones de facies par une ligne N-S, matérialisée dans la région par la ligne de chevauchement que nous avons designé sous le nom de « la ligne frontale des Bucegi ».

Pour interpréter, dans l'hypothèse d'une structure normale, ce brusque changement de facies, nous pouvons admettre la présence d'une crête géanticlinale le long de la ligne séparatrice. Nous ne possédons cependant aucune donnée positive sur la présence d'une telle crête.

Dans tous les cas, l'existence d'affleurements de schistes cristallin, à Zamura, décrit par M. M. MURGEANU et GHERASI (56), cristallin identique à celui de la Leaota, concorde suffisamment avec l'idée d'une sédimentation sur place des deux facies, recouvrant un fondement cristallin commun de type Leaota et séparés l'un de l'autre par une crête.

Parmi les études de synthèse sur la géologie carpatique, études conçues dans la même hypothèse, nous devons citer celle de M. MACOVEI (43). Dans cette étude, les dépôts sédimentaires mésozoïques au contact du cristallin sont considérés comme appartenant à un « synclinal marginal des Carpates Orientales », se prolongeant de Bucovine par le Haghimaș jusque dans les Bucegi. L'apparition actuelle discontinue de ces dépôts est due uniquement à l'érosion.

Les mouvements orogéniques mésocrétacés apparaissent dans cette hypothèse avec un rôle de deuxième ordre, ayant un caractère précurseur. Le plissement qu'ils ont déterminé a été de faible importance, la manifestation la plus accusée étant l'anticlinal méridional de la Leaota, séparant les deux synclinaux. Mais ils ont en même temps déterminé, dans cette région de formations rigides, l'apparition de la plus grande partie des failles citées plus haut. Dans la partie orientale de la région, les mêmes mouvements ont fait apparaître le long de la ligne de séparation des deux facies, ou, si l'on veut, le long de la crête géanticlinale, une fracture que les mouvements tertiaires feront évoluer en ligne de chevauchement: la ligne frontale de Bucegi.

Institutul Geologic al României

L'HYPOTHÈSE D'UNE STRUCTURE MÉSOCRÉTACÉE EN NAPPES

Voici comment dans cette hypothèse de nappes, le schéma de structure géologique peut-il être interprété.

La ligne tectonique N-S qui, dans la partie orientale, sépare les deux facies néocomiens, type Dâmbovicioara et type flysch, peut être considérée comme la ligne frontale d'une nappe venue du NW. Cette nappe constituée par le cristallin de la Leaota et son sédimentaire du premier cycle, chevauche un autochtone formé probablement par un autre cristallin et un autre Mésozoïque se trouvant en profondeur. Son front se trouve dans cette zone orientale des couches de Sinaia; il forme une séparation tectonique des deux facies, ce qui paraît plus vraisemblable.

La zone des gneiss de Făgăraș peut être à son tour considérée comme une unité distincte par rapport à celle du cristallin de la Leaota. La possibilité de l'existence de plusieurs unités tectoniques dans le cristallin des Carpates méridionales est d'ailleurs généralement admise. L'ampleur du jeu du bloc du Făgăraș (durant le Tertiaire) laisse supposer d'ailleurs une activité de sa part pendant le Mésocrétacé.

Le synclinal Codlea—Vulcan—Brașov, avec sa série comportant du Trias et du Lias, à côté du Dogger-Néocomien, apparaît comme une zone plus interne par rapport au synclinal de Piatra Craiului—Bucegi—Piatra Mare, où seuls les derniers dépôts sont représentés. Vu sa situation interne, il peut être considéré en connexion directe avec le synclinal du Hăghimaș, où justement le Trias est représenté.

Si l'on tient compte de la nature du cristallin de Holbac, montrant — d'après M. SCHMIDT (91) — des analogies avec le cristallin de la Leaota, on peut considérer ce synclinal comme venu en nappe, ensemble avec le cristallin de la Leaota et le synclinal externe. Mais l'argument tiré des analogies des deux cristallins ne peut contrebalancer celui plus précis de la stratigraphie, de sorte que nous pouvons admettre que ce synclinal forme une unité à part, intercalée entre le cristallin du Făgăraș et celui de la Leaota.

On ne peut cependant connaître, du fait des déformations ultérieures, les rapports de position entre les deux zones cristallines, de la Leaota et du Făgăraș, à la suite des mouvements mésocrétacés. Les rapports actuels sont des rapports de chevauchement, le Făgăraș chevauchant la Leaota. Il se pourrait cependant que le cristallin de la Leaota constitue quand même une unité supérieure, venue de régions plus internes par dessus le Făgăraș, sa situation actuelle étant due aux déformations tertiaires.

Le voisinage immédiat des deux zones de facies néocomiens le long de la Prahova, comme la fragmentation intense par les failles du Mésozoïque de Piatra Craiului—Bucegi, s'expliquent facilement dans l'hypothèse d'une nappe

Institutul Geologic al României

de charriage mésocrétacée. De même, les affleurements cristallins des environs de Zamura, à facies semblables à celui de Leaota, peuvent être interprétés comme une digitation inférieure de la zone frontale du cristallin de la Leaota (D. M. PREDA), digitation qui a percé les couches de Sinaia, sortant un peu à l'E en anticlinal, grâce aux mouvements tertiaires. De la même manière peut être interprétée aussi l'intercalation de grès barrémiens entre les conglomérats de Bucegi et les calcaires tithoniques et berriasiens de S-ta Ana.

L'hypothèse d'une structure en nappes a été de longue date admise dans les Carpates. Nous nous bornerons aux idées qui ont été exprimé à cet égard, et nous essayerons de voir comment ces idées s'accordent avec les faits que nous y avons constaté dans notre région.

Dans la bibliographie concernant la tectonique carpatique, c'est JULES BERGERON (4, 5) qui a le premier parlé (en 1903 et 1904) d'une tectonique en nappes dans notre région. L'auteur considérait la série sédimentaire entière des Bucegi, depuis le Lias (il considérait, ainsi que nous l'avons déjà consigné, les conglomérats à charbons de la base du Dogger, comme du Lias) jusqu'au Cénomanien inclus, comme venue d'une région inconnue, en nappe, sur un autochtone cristallin. Il appuyait son affirmation sur un laminage des dépôts jurassiques moyens dans le flanc W des Bucegi, et estimait que l'âge de cette nappe serait probablement sarmatien.

Nous avons déjà examiné en partie la question et montré que ce laminage n'existe pas en réalité; au contraire, la série jurassique moyenne est très bien développée à cet endroit. Les faibles laminages constatées dans certains endroits de la région, n'ont qu'un caractère local.

En 1905, puis en 1910, G. MURGOCI publie une série de notes sur la tectonique en nappes des Carpates Méridionales (58, 59, 60, 61). L'auteur y constate le chevauchement du I-er groupe cristallin et de son Mésozoïque, en grande nappe de surplissement sur le II-ème groupe cristallin et son Mésozoïque — comme autochtone. La Leaota avec son sédimentaire jurassique et crétacé est considéré comme la zone frontale de la nappe du I-er groupe (Gétique). Sur la carte accompagnant une de ses notes (61), MURGOCI ne marque pas les klippes jurassiques de la base du flanc E des Bucegi. La ligne de chevauchement de la Prahova est considérée comme le front de la nappe tertiaire des conglomérats des Bucegi. Quant à l'âge du charriage de la nappe gétique, il a été placé, par MURGOCI, entre la fin du Barrémien et le début du Cénomanien.

Nos propres données confirment et précisent les idées de MURGOCI quant à l'âge du paroxysme mésocrétacé, qui s'est produit pendant l'Aptien. Nous croyons cependant que, le cristallin de la Leaota et son sédimentaire appartiennent à une unité distincte de celle de Făgăraș.

En 1907, UHLIG (115) publie sa synthèse tectonique des Carpates, dans laquelle la zone cristallino-mésozoïque des Carpates comporte deux nappes:

Institutul Geologic al României

1. Une nappe inférieure, « bucovinienne », formée par du cristallin, des conglomérats et dolomies permiennes, des jaspes triasiques, des schistes noirs jurassiques, et du Tithonique-Néocomien à facies sableux. La nappe bucovinienne est chariée, d'après UHLIG, sur un autochtone de Flysch crétacé inférieur.

2. Une nappe supérieure, « transylvaine », exempte de cristallin, formée de schistes de Werfen, de Muschelkalk, de Trias supérieur à facies de Hallstatt, puis de Rhétien, Lias, Dogger, Kimméridgien et de calcaires tithoniques-néocomiens à facies coralligène.

Ces unités d'UHLIG n'ont pas des équivalents précis dans la région de Bucegi—Piatra Craiului. En effet, la série Dogger-Tithon-Néocomien de Bucegi qui peut être parallélisée à la partie supérieure de la nappe transylvaine, y est solidaire au cristallin de Leaota, tandis que la nappe transylvaine de UHLIG ne comporte pas de cristallin.

En 1911, M.M. MRAZEC et P.-VOITEȘTI, admettent — dans leur travail sur la structure en nappes du Flysch carpatique (53) — quatre nappes formant le Flysch interne. De ces nappes, la « nappe des conglomérats de Bucegi » est l'unité la plus supérieure; elle serait formée par le cristallin de la Leaota — ensemble avec les lambeaux d'écrasement de gneiss de Cozia, et de granite d'Albești — et par la couverture de sédiments mésozoïques et tertiaires reposant sur le cristallin de la Leaota.

Il s'ensuit que notre région serait dans sa totalité comprise dans la « nappe du conglomérat de Bucegi » de ces auteurs. Cette nappe, comme d'ailleurs toutes les nappes du Flysch, aurait été formée pendant le Tertiaire.

En nous rapportant aux constatations faites dans notre région que dans le Tertiaire, après la sédimentation du Crétacé sup., des déplacements vers l'E ont eu lieu dans les deux synclinaux, nous devons conclure que ces déplacements s'encadrent par leur constitution de même que par le sens du mouvement dans cette « nappe du conglomérat de Bucegi ». Les nappes du Flysch ont d'ailleurs été considérées par les auteurs comme des nappes-écailles, se deplaçant de l'intérieur vers l'extérieur, déplacements qui n'ont pas été très accentués.

En 1929 M. VOITEȘTI, publie un travail de synthèse sur la structure des régions carpatiques (117) et, en 1935, le même auteur publie son « évolution géologique-paléogéographique de la Terre Roumaine » (118).

Dans le premier, la tectonique carpatique est mise en parallèle avec celle des Alpes; une distinction est faite entre les plissements mésocrétacés, qui ont donné les « Chaînes Daces », et les plissements tertiaires dont les résultats ont été les nappes du Flysch et les plis subcarpatiques.

Les plissements mésocrétacés ont affecté la zone cristallino-mésozoïque des Carpates, formant une série de nappes à maximum de développement — comme nombre et comme intensité — dans la région de l'Olténie, du Banat et de la Serbie orientale.

Institutul Geologic al României

Dans leur ordre d'apparition, en commençant par la supérieure, ces nappes sont, d'après M. VOITEŞTI, les suivantes:

I. « Nappe transylvaine »; II. « Nappe bucovinienne »; III. « Nappe Gétique »; IV. « Nappe de Retezat—Băile Herculane »; V. « Nappe de Cazane—Parâng »; VI. « Nappes des Portes de Fer—Albeşti ».

La région de Leaota—Bucegi—Piatra Craiului—Piatra Mare est comprise dans la I-ère nappe (transylvaine) qui, d'après M. VOITEŞTI, est la première apparue de la série des six nappes mésocrétacées, étant aussi la plus supérieure. Elle serait formée par le cristallin de la Leaota et sa série jurassique-néocomienne. La région plus septentrionale, des Perşani, tient encore de cette nappe, comme aussi les dépôts sédimentaires et le cristallin de leur base de Hăghimaş et de Rarău, dans les Carpates Orientales.

Le massif gneissique du Făgăraş est compris dans la Nappe Gétique.

La nappe II (bucovinienne), qui représente « mai mult o învălătucire cu « strivire şi îngrămădire a grupului filitelor sericitoase-chloritoase şi quarţitice « cărbunoase şi a calcarelor cristaline intercalate lor, cu Paleo-Mesozoicul « (Permian-Trias-Jurasic-Neocomian) ce le acopere », se trouve intercalée entre la nappe I et la nappe III. Elle s'est détachée d'ailleurs d'elles, et se trouve indiquée sur le flanc N du Făgăraş, mais sans être pourtant représentée aussi sur le flanc S de celui-ci.

Comme on le voit, les données marquées sur notre esquisse se rapprochent de l'interprétation de M. VOITEŞTI. La nappe transylvaine, qui coïncide dans notre région avec la zone cristallino-mésozoïque de la Leaota—Bucegi—Piatra Craiului—Piatra Mare, englobe, d'après M. VOITEŞTI, aussi « ceea ce s'a denumit altă dată Pânza Conglomeratului de Bucegi ».

Cette nappe devrait, à notre avis, être interprêtée comme comportant deux phases d'avancement:

I-ère phase mésocrétacée, pendant laquelle la nappe transylvaine est venue, amenée par les poussées tangentielles, de l'W, et s'est avancée dans la situation montrée par notre esquisse. Ses éléments constitutifs étaient alors, les schistes cristallins de la Leaota, et sa couverture sédimentaire du premier cycle. Après cette phase de mouvements de grande ampleur pendant l'Aptien à eu lieu la transgression des conglomérats cénomaniens et des grès turoniens-sénoniens. Vient ensuite la II-e phase, celle des mouvements tertiaires, pendant laquelle la nappe transylvaine, à laquelle s'est ajoutée le conglomérat de Bucegi, s'est fragmentée — sous l'influence de la poussée du Făgăraş (le gétique de M. VOITEŞTI) — d'abord en deux grands blocs: Piatra Mare au N, et Piatra Craiului—Leaota—Bucegi au S. Le bloc septentrional s'est décollé de son substratum et, ne rencontrant aucune résistance de la part de son tréfonds cristallin, a subi un déplacement important (16 km aprox.) vers l'E, venant recouvrir dans cette direction les couches de Sinaia; au contraire dans le bloc méridional, le cristallin de la Leaota, opposant de la

Institutul Geologic al României

résistance, le déplacement a été plus réduit (4 km aprox.). Dans tous les cas, la translation pendant le Tertiaire a été en général de moindre ampleur que celle du Mésocrétacé.

Suivant nous, ce n'est donc que pendant les mouvements tertiaires, intéressant ensemble les conglomérats de Bucegi et le cristallino-mésozoïque de l'ancienne nappe transylvaine, que celle-ci devient synonyme de la « Nappe du conglomérat de Bucegi ».

En reprenant les études de G. MURGOCI sur les Carpates Méridionales, M. STRECKEISEN distingue dans la partie orientale de la chaîne trois nappes, supérieures à la nappe gétique, à savoir: 1, la zone du gneiss de Cozia; 2, le cristallin de la Leaota et 3, le cristallin du Făgăraș. Il est à souligner que l'auteur, comme M. SCHMIDT pour sa part (91, 92), reconnaît l'existence d'une ligne tectonique entre la zone de Făgăraș et celle de la Leaota.

En 1938, M. JEKELIUS (34) considère la zone de Bucegi—Piatra Craiului—Piatra Mare—Brașov—Codlea, comme s'intégrant dans la « nappe de conglomérat de Bucegi » de M.M. MRAZEC et VOITEȘTI. Sur la carte annexe de ce travail, parue en 1939, M. JEKELIUS marque la ligne frontale de Bucegi comme élément tectonique mésocrétacé. Nous avons déjà exprimé les motifs qui nous déterminent à considérer cette ligne comme une ligne tectonique récente, tertiaire.

RESULTATS ET CONCLUSIONS

Le grand nombre des études présentées sur notre région imposent de dégager, au terme de ce travail, nos contributions à la clarification des questions de stratigraphie, tectonique et développement géologique qui nous ont préoccupé.

Une première contribution que nous avons apportée, c'est la distinction dans les formations sédimentaires de la région, de deux cycles de dépôts: le premier débutant dans le Dogger inf. et finissant avec le Barrémien, le deuxième d'âge crétacé supérieur, commençant par le Cénomanien et finissant dans le Sénonien.

Nous avons pour la première fois trouvé, dans le prolongement vers le S de Piatra Craiului, au-dessous des calcaires de Pietricica, la série entière du Dogger. Cette série commence par les conglomérats de base, suivis par les grès et les marnes bathoniens et calloviens à *Posydonomya alpina* GRASS, au-dessus, les jaspes et les calcaires rouges kimeridgiens, puis le Tithonique. Nous avons suivie cette série vers le N jusque sous le sommet « La Om », où elle avait été déjà précisée par les recherches de M. JEKELIUS (32).

Cette série doggerienne se rencontre assez souvent à la base des calcaires tithoniques de la région, pour croire que son absence,en certains endroits,

Institutul Geologic al României

est due uniquement à des suppressions tectoniques, par laminage. Une conséquence de ces constatations, c'est de renoncer à l'idée que le Tithonique représente dans les Carpates Méridionales une formation transgressive, idée exprimée par POPOVICI-HATZEG et adoptée par HAUG et par SCHAFFER.

Par la situation stratigraphique, strictement encadrée entre le Kimeridgien à *Aspidoceras acanthicum* OPP., et les marnes calloviennes, l'âge des jaspes peut être mieux précisé: ils sont oxfordiens, et non pas calloviens-oxfordiens comme on l'estime habituellement.

Le passage graduel du Tithonique aux marnes néocomiennes se fait par un horizon de calcaires blancs, souvent stratifiés en plaques jusqu'à 15 cm d'épaisseur, et qui peut être attribué au Berriassien. D'autre part, la révision de la riche faune des marnes néocomiennes nous a permis d'y trouver des formes commençant dans le Valanginien et dont certains ne dépassent pas cet étage. Il s'ensuit que la présence de ce Valanginien peut être appuyée aussi sur des preuves paléontologiques.

Nous avons largement développé la question de l'interruption du premier cycle de sédimentation à la fin du Barrémien, la mettant au compte des mouvements orogéniques mésocrétacés; nous avons insisté aussi sur la formation d'un relief continental pendant l'Albien, occasionné par l'exondation de la région.

Nous avons d'autre part apporté de nouveaux arguments en faveur d'un âge cénomanien des conglomérats de Bucegi, aussi bien dans les Bucegi que dans Piatra Craiului; l'opinion de P.-HATZEG à ce sujet est donc juste. La discussion quelque peu ample de ce point, consignée plus haut, s'est imposée du fait que certains auteurs avaient dernièrement soutenu l'idée que les conglomérats représentent en partie une formation régressive d'âge aptien-albien.

Entre les conglomérats cénomaniens et les marnes sénoniens existe, dans la région de Rucăr, une nette continuité de sédimentation; la série comporte donc aussi le Turonien, que nous estimons représenté par les grès micafères. La même continuité existe d'ailleurs aussi dans les Bucegi entre les conglomérats et la série des grès micafères supérieurs, turoniens et sénoniens.

Nous avons montré l'évolution géologique commune des Bucegi et de Piatra Craiului. Ces deux massifs se présentent comme de grands synclinaux séparés l'un de l'autre par l'anticlinal cristallin de la Leaota. Cet anticlinal s'ennoie axialement vers le N, si bien que les deux synclinaux se relient dans le synclinal de Piatra Mare—Postăvarul, écrasé et poussé vers l'E.

Le synclinal de Codlea—Vulcan—Brașov qui renferme, en dehors des deux séries, Dogger-Néocomien et Néocrétacé, des dépôts dénotant le Trias et le Lias, s'individualise comme un synclinal distinct, plus occidental.

La tectonique de l'ensemble de la région apparaît déterminée par la poussée vers le SE exercée pendant le Tertiaire par la masse des gneiss du Făgăraș, tendant à chevaucher les zones orientales.

Institutul Geologic al României

Les effets que nous constatons aujourd'hui résultent de la sommation de différents paroxysmes orogéniques tertiaires, superposés à l'ancienne tectonique du Crétacé moyen et dont les propres effets ne peuvent plus être que difficilement déchiffrés. Toutefois, la transgression des conglomérats cénomaniens noyant un relief postbarrémien, comme aussi le changement de position relative entre les compartiments tectoniques de la dépression de Rucăr—Dâmbovicioara, et enfin l'apparition de l'anticlinal de Leaota séparant deux régions à évolution identique — sont des preuves nettes de l'activité dans la région des mouvements mésocrétacés. Nous rappelons les preuves de poussée vers le SE, exercée par la masse des gneiss du Făgăraş sur le massif de Piatra Craiului: le retroussement du flanc W de celui-ci dans la région du sommet « La Om »; le décrochement transversal le long d'une faille NW-SE recoupant la Dâmbovița, marqué par un déplacement de 4 km vers l'E de la portion N du synclinal de Piatra-Craiului; l'inflexion brusque du flanc W de Piatra Craiului à l'extrémité septentrionale de celle-ci, dans la région de Măgura—Bran.

La pression exercée par le Făgăraş a déterminé le décollement du flanc oriental de Piatra Craiului de son fondement cristallin de la Leaota, et son glissement vers l'E; au cours de ce glissement, les formations doggeriennes de ce flanc ont été supprimées par laminage.

Les poussées continuant, l'anticlinal de la Leaota a fini par céder lui aussi; de cette façon, le synclinal des Bucegi a été à son tour poussé vers l'E, chevauchant par son flanc oriental la zone interne du Flysch formé de couches de Sinaia, le long de la ligne de frontale de Bucegi. Le flanc interne des Bucegi est resté cependant en place par rapport à son socle cristallin.

La zone septentrionale, celle de Piatra Mare—Postăvarul, où le cristallin de la Leaota, était trop enfoncé pour opposer de la résistance aux poussées venues du NW, a été poussé bien plus vers l'E que les Bucegi.

Il est naturel de penser que des nouvelles failles y sont apparues, et que les mouvements ont été repris aussi le long des anciennes failles mésocrétacé.

Les paroxysmes tertiaires ont en grande partie effacé les effets de la tectonique mésocrétacée. Il n'en est pas moins vrai que plusieurs de ces effets peuvent être mis en évidence par une analyse plus minutieuse; nous en avons énumérés plusieurs qui semblent bien établis.

Le région n'offre pas cependant des preuves suffisantes de l'ampleur de ces mouvements. De ce fait, nous les avons considérés, en élargissant notre cadre, à la lumière de deux hypothèses:

L'hypothèse d'une structure normale à la suite de ces mouvements mésocrétacés, et

L'hypothèse de nappes de charriage mésocrétacées.

Dans l'hypothèse de la structure normale, il s'en suivrait qu'après le premier cycle, dogger-barrémien, sédimenté approximativement dans l'aire

Institutul Geologic al României

actuelle de distribution des dépôts respectifs, un faible plissement du géosynclinal mésozoïque ait survenu, marqué par l'exhaussement de l'anticlinal de la Leaota et par l'apparition de nombreuses failles fracturant la région. Parmi celles-ci, la plus importante c'est la ligne frontale des Bucegi, apparue le long de la zone géanticlinale, qui séparait le Néocomien à facies flysch du Néocomien vaseux du type Dâmbovicioara.

L'hypothèse des nappes de charriage explique mieux cette différence des facies de Neocomien type Flysch et de Néocomien vaseux, ce dernier venu avec la nappe.

Elle explique mieux aussi le jeu comme bloc indépendant du massif gneissique du Făgăraş. Ce massif a eu la possibilité d'exercer une poussée de grande ampleur dans le Tertiaire, uniquement du fait de sa différenciation antérieure en unité indépendante.

La nappe de charriage de la région de Leaota—Bucegi—Piatra Mare—Piatra Craiului, par les éléments qui entrent dans sa constitution et par le mécanisme de son mouvement, peut être assimilée à la « nappe transylvaine » de M. VOITEŞTI. Cette nappe a eu d'après nous deux phases d'avancement:

Une phase mésocrétacée, pendant laquelle le cristallin de la Leaota et son sédimentaire du Dogger inf. au Barrémien ont été charriés vers le SE. Il est possible que le synclinal occidental de Codlea—Vulcan qui comprend aussi des dépôts triassiques et liassiques soit une unité distincte. Dans cette hypothèse, la ligne frontale de Bucegi marque le front de la nappe transylvaine butant contre l'autochtone disloqué des couches de Sinaia.

La deuxième phase a eu lieu durant le Tertiaire, après la sédimentation des conglomérats de Bucegi et du reste de la série du Crétacé supérieur. Nous considérons les phases de mouvement tertiaires des différents blocs produits par l'orogenèse mésocrétacée dans l'ancienne nappe transylvaine avec sa couverture de Crétacé supérieur, comme apartenant elles seules à la « nappe du conglomérat de Bucegi ».

Reçu: Octobre 1940.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. AMI BOUÉ. Coup d'oeil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmarosch, la Transylvanie et certaines parties de la Hongrie (redigé en grande partie d'après les journaux de voyages du feu Lill v. Lillienbach). Avec une carte géologique de la Transylvanie, de Marmarosch et d'une partie de la Bukowine. *Mém. de la Soc. Géol. Fr.*, serie I, T. I, I-ère partie, p. 215—235. Paris, 1833.
2. ANDRAE C. Der Bucsecs bei Kronstadt und Skit la Jalomitza. *Verh. u. Mit. des siebenb. Ver.*, T. VI, pp. 40—52, Sibiu (Hermannstadt), 1855.
3. — Bericht über eine im Jahre 1851 unternommene geognostische Reise durch die südlichsten Punkte des Banates, der Banater Militärgrenze u. Siebenbürgen. *Abh. d. Naturf. Ges. in Halle*, I, 4, S. 55—84. 1854.
4. BERGERON J. Observations relatives à la tectonique de la haute vallée de la Ialomitza. *C. R. Acad. Sc. Paris*, p. 1009—1011, 1903.
5. — Observations relatives à la structure de la haute vallée de la Ialomitza et des Carpathes roumaines (1 carte). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4-e Série 1904, pp. 54—77.
6. BĂNCILĂ I. La Géologie des M-ts Hăghimaş. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XXI. Bucureşti, 1942.
7. BĂNCILĂ I. et ONCESCU N. Considérations sur les rapports qui existent entre les dépôts mésozoïques de Piatra Craiului—Hăghimaş. *C. R. Acad. Sc. de Roum.*, T. II, Nr. 6, p. 685—689. Bucureşti, 1938.
8. COBĂLCESCU GR. Observaţiuni asupra depozitelor neocomiene din bazinul Dâmbovicioarei şi a faunei de Amoniţi din aceste depozite, aflaţi şi descrişi de D. Herbich. *Arhiva Soc. Ştiinţifice şi literare* din Iaşi.
9. DRĂGHICEANU M. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Königreichs Rumäniens. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, t. XL, S. 399, mit einer Karte. 1890.
10. FOETTERLE F. Über die Gegend zwischen Bukarest und der siebenbürgischen Grenze. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, S. 209—210. Wien, 1870.
11. GHEOCALESCU C. Comunicare preliminară asupra regiunii sudice a şisturilor cristaline dintre râurile Bratia şi Dâmboviţa (jud. Muscel). *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, vol. VII (1915—1916), p. 374—395, Bucureşti, 1917.
12. GHIKA-BUDEŞTI ŞT. Pétrographie et tectonique des Carpates Méridionales Roumaines (1 carte hors texte). *Revue de Géogr. Phys. et de Géol. dynamique*, vol. XI, fasc. 2, Paris, 1938.
13. HAUER FR. v. Vorlage der geologischen Karte von Ost-Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, S. 180—183. 1859.
14. — Notitzen über das Burzenländer Gebirge. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, T. XII S. 20. Wien, 1861.
15. HAUER FR. v. u. STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.

Institutul Geologic al României

16. HAUER FR. v. Petrefacten aus Siebenbürgen, gesendet von H. Herbich. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1865. S. 255.
17. — Petrefacten aus dem braunen Jura von Bucsecs bei Kronstadt. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1867. S. 127.
18. HAUG E. Beitrag zur Kenntniss der Oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara (Südtirol). *Beitr. z. Paleont. Österr.-Ung. u. des Orients*, T. VII, S. 226, 1889.
19. — Traité de Géologie. III-e ed. Paris, 1921.
20. HERBICH FR. Geologischer Ausflug auf den Bucsesc. *Verh. u. Mit. d. Siebenb. Ver.*, T. XVI, S. 194 u. 220, Hermannstadt, 1865.
21. — Beitrag zur Paläontologie Siebenbürgens, die Petrefakten der Kreide, des Jura und der Trias. *Verh. u. Mit. d. siebenb. Ver.*, T. XIX, S. 24. (Sibiu) Hermannstadt, 1868.
22. — Neue Beobachtungen aus dem östlichen Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, S. 26, 1872.
23. — Das Székerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landestheile etc., *Mit. aus d. Jahr. d. k. ung. geol. Anstalt.*, T. V. fasc. II, 1872.
24. — Über Kreidebildungen der sieb. Ostkarpathen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* 1886, S. 368—374.
25. — Terebratula globata aus dem Oxfordien des Bucsecs. *Orvos. termet. tud. Ért.*, Cluj, S. 157—159.
26. — Paläontologische Beiträge zur Kenntnis der rumänischen Karpathen I. Kreidebildungen im Quellengebiet der Dimbovitia. Cluj, 1887.
27. — Date paleontologice asupra Carpaţilor româneşti. *An. Biur. Geol.*, Anul III, Nr. 1, 1885. Bucureşti, 1888.
28. JEKELIUS E. Daten über den geologischen Bau des Bucsecs und Csukas. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Anst. für 1915.*
29. — Geologische Beobachtungen im Gebiet des Bucsecs und Rung. *Jaresb. d. kgl. ung. geol. Anst. für 1916.*
30. — Die mesozoischen Faunen der Berge von Braşov. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, XXIV, Budapest. 1916 (ung.) 1925 (allem.):
a) III. Fauna der Lamelibranchiaten und Brachiopodenbänke der Doggerschichten am Bucsecs.
b) IV. Fauna der Ammonitenbank am Bucsecs.
c) V. Fauna der Callovien-Oxfordkalke der Berge von Braşov.
d) VI. Fauna der Acanthicusschichten am Bucsecs.
e) VII. Tithonfauna der Südostkarpathen.
31. — Cărbunii liasici din împrejurimile Braşovului. *Inst. Geol. Rom., Studii techn. şi econom.*, Nr. 3, fasc. 1, 1923.
32. — Geologia Pasului Bran. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, vol. VIII, 1919—1920. Bucureşti, 1926.
33. — Über das Vorkommen von Kristallinen Schiefern im Valea Cerbului (Buşteni). *Acad. Rom. Bull. Sec. Scien.*, XI, Nr. 2—3, Bucureşti, 1928.
34. — Das Gebirge von Braşov. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIX. Bucureşti, 1938.
35. KARAKASCH N. Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa faune. St. Petersburg. 1907.
36. KILIAN W. Le Crétacé des sources de la Dambovitia, en Roumanie, etudié par Herbich. *Annuaire géologique universel*, t. IV, p. 250, 1889.
37. — Das bathyale Palaeocretacicum im südöstlichen Frankreich: Valendis-Stufe, Hauterive-Stufe, Barrême-Stufe, Apt-Stufe. *Lethaea geognostica.* II. Teil. Das Mesozoicum. III. Band, Kreide. Stuttgart, 1910.

Institutul Geologic al României

38. KOCH A. A brassói hegység földtani szerkezetéről és talajvis viszonyairól. *Schriften der k. ung. Akad. der Wissensch.*, T. XVII, Budapest, 1887. Über die geologische Zusammensetzung und die Grundwasserverhältnisse des Kronstädter Gebirges. *Földtani Közlöny*, 1890, S. 237.

39. — Rectificirte Bestimmung der Herbich'schen Kreidefauna aus dem Quellgebiete der Dâmbovicioara in Rumänien. *Értesitö az Erdélyi Muzeum-egylet*, etc. T. XVII, S. 118, Cluj, 1892.

40. KRÄUTNER T. Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpathen. *Verh. und Mit. des Siebenb. Ver.*, Sibiu, LXXIX. Band, 1929.

41. LACOSTE J. Etudes géologiques dans le Rif Méridional (Maroc). *(Thèse)*. *Fac. des Sc. de Paris*, Rabat, 1934.

42. LILLIENBACH V. LILL. Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Carpathes en Bukowine, en Transylvanie, dans le Marmorosch. (Observations mises en ordre et accompagnées des notes per Ami Boué). *Mem. de la Soc. Géol. Fr.*, sér. I, part. I, Paris, 1833.

43. MACOVEI G. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *As. pour l'avancement de la Géologie des Carpates — Guide des excursions*. Bucarest, 1927.

44. MACOVEI G. et ATANASIU I. La zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova. *As. pour l'avancement de la Géologie des Carpates. Guide des excursions*. Bucarest, 1927.

45. — — L'évolution géologique de la Roumanie — Crétacé — *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVI, 1931. Bucureşti, 1934.

46. MARTONNE DE EMM. Lapiez dans des grès crétacés (massif de Bucegi). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3-e série, t. XXVII, pp. 28—32, Paris, 1899.

47. — Contributions à l'étude de la période glaciaire dans les Carpates méridionales. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, 3-e série, T. XXVIII, pp. 275—319. Paris, 1900.

48. — La Valachie. Paris, 1902.

49. — Sur la plate-forme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1904, p. 144.

50. MARTONNE DE EMM. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie *(Thèse)*. Paris, 1907.

51. MEESMAN P. Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintals. Basel, 1925.

52. MESCHENDÖRFER J. Die Gebirgsarten des Burzenlandes. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver.*, XI, Sibiu, 1860.

53. MRAZEC L. et VOITEŞTI P.-I. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpathyque en Roumanie. *Asoc. rom. p. înaintarea ştiinţelor. Congresul VII*, Târgovişte, 1911. Aussi en roumain et français dans *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. V, 1911. Bucureşti, 1914.

54. MRAZEC L., VOITEŞTI P.-I. et MACOVEI G. Asupra vârstei straturilor de Comarnic. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, vol. III, p. 79—82. Bucureşti, 1912.

55. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates Roumaines. *Nakladem statniho geologickeho Ustavu Csl. Rep.*, 1931—1932.

56. MURGEANU GH. et GHERASI N. Sur la présence des schistes cristallins dans valea Zamurei (Buşteni—Poiana Ţapului). *Bul. Soc. Rom. Geol.*, vol. I, p. 202—208. Bucureşti, 1932.

57. MURGEANU Gh. La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVI, 1931, Bucureşti, 1934.

58. MURGOCI GH. Contributions à la tectonique des Carpates Méridionales. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 3 VII. 1905.

Institutul Geologic al României

59. MURGOCI GH. Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrements dans les Carpathes Méridionales. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 31.VII.1905.
60. — Sur l'âge de la grande nappe de charriage de Carpathes Méridionales. *C. R. Ac. Sc. Paris*. 4.IX.1905.
61. — The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. du XI-e Congrès Geol. International*, 1910.
62. ONCESCU N. Le synclinal de Piatra Craiului (Communication préliminaire). *D. de S., Inst. Geol. Rom.*, vol. XXIII, (1934—1935).
63. — Considérations sur la répartition et les rapports géologiques du Néocomien du Bassin de la Dâmbovicioara. *C. R. Ac. Sc. Roum.*, t. II, Nr. 3, 1938, p. 330—332.
64. — L'évolution géologique de la région Bucegi—Piatra Craiului. *C. R. Ac. Sc. Roum.*, t. II, Nr. 5, 1938, p. 557—563.
65. — Le Dogger de Pietricica (Massif de Piatra Craiului). *Bul. Soc. Rom. Geol.* vol. IV, p. 64—66, 1939.
66. ORGHIDAN N. Observaţiuni morfologice în Bucegi. *Lucr. Inst. de Geogr. Univ. Cluj*, Vol. IV, 1928—1929, p. 245—266. Cluj, 1931.
67. — Branul. Consideraţiuni morfologice. *Bul. Soc. R. R. de Geogr.*, Vol. LIV, p. 110—131, Bucureşti, 1935.
68. PAUL C. M. Das Karpathensandsteingebiet im südöstlichen Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, S. 70—71, Wien, 1878.
69. — Vorlage der geologische Detailkarte des Suczawathales in der Bukowina. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, S. 292—294, Wien, 1873.
70. — Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, T. XXVI, 1876, S. 261—330.
71. — Die neeuren Fortschritte der Karpathensandstein Geologie. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, T. XXXIII, 1885, S. 685.
72. PILLIDE C. D. Mittheilung über einen von Stefănescu und Robescu gemachten Fund von Fossilresten im Karpathensandsteine (Rumänien). *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1877.
73. POPOVICI-HATZEG V. Note sur le Jurassique des districts de Muscel, Dâmboviţa et Prahova. *Bul. Soc. Şt. Bucureşti*, An. V, 1896, pp. 281—282, Bucureşti, 1896.
74. — Note préliminaire sur les calcaires tithoniques et néocomiens des districts de Muscel, Dâmboviţa et Prahova. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 3, t. XXV, pp. 549—553. Paris, 1897.
75. — Sur l'âge des conglomérats de Bucegi (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 3, t. XXV, pp. 669—675, Paris, 1897.
75. — et SANGEORZAN I. Peştera dela Schitul Ialomiţa. *Bul. Soc. Ing. Ind. Min. Rom.*, vol. I, fasc. 4, pp. 3—9, (avec le plan de la grotte). Bucureşti, 1897.
76. POPOVICI-HATZEG V. Nouvelles observations sur le Jurassique supérieur de Rucăr (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 3, t. XXVI, p. 122—124. Paris, 1898.
77. — Contribution à l'étude du Crétacé des environs de Rucăr et de Podul Dâmboviţei. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 3, t. XXVI, p. 125—128.
78. — Etude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia *(Thèse)*, Paris, 1898.
79. — Contribution à l'étude de la faune du Crétacé supérieur en Roumanie, environs de Câmpulung et de Sinaia. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, VIII, fasc. III, Paris, 1899.
80. — Prezenţa de odinioară a Gheţarilor în M-ţii Bucegi. *Bul. Soc. Şt., Bucureşti*, VIII, 1—2, 1899.

Institutul Geologic al României

81. POPOVICI-HATZEG V. Les Céphalopodes du Jurassique moyen de Mont Strunga (cu 6 planşe de fosile). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, XIII, p. 28, Paris, 1905.
82. — Regiunea dintre Sinaia şi Curmătura Ciorii. *An. Inst. Géol. Rom.*, vol. I, *Rap. de activitate pe* 1906—1907, p. XLI. Bucureşti, 1908.
83. PREDA D. M. La nappe des conglomérats de Zăganu et de Ceahlău. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, vol. IV, pp. 5—29, 1939.
84. PROTESCU O. Recherches géologiques et paléontologiques dans la bordure orientale des Monts Bucegi. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII (1932), p. 527—543, Bucureşti, 1937.
85. REDLICH A. K. Geologische Studien in Rumänien. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, S. 77—83, 1896.
86. REINHARD MAX. Cercetări în M-ţii Făgăraşului (resumé en allemand). *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. II, 1908, S. 374—378. Bucureşti, 1909.
87. — Şisturile cristaline din M-ţii Făgăraşului (clina română). Aussi en allemand. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. III (1909), Bucureşti, 1910.
88. — Cercetări în partea orientală a M-ţilor Făgăraşului. Aussi en allemand. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. IV, (1910), Bucureşti, 1911.
89. — Cercetări în regiunile şisturilor cristaline ale Carpaţilor meridionali şi occidentali. Aussi en allemand. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. IV (1910), Bucureşti, 1911.
90. SCHAFFER F. Lehrbuch der Geologie. II. Teil, Wien, 1924.
91. SCHMIDT O. Cercetări geologice în ramificaţiunile nordestice ale M-ţilor Făgăraşului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, vol. XV (1926—1927), Bucureşti, 1930.
92. — Scurtă expunere a rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaţilor Meridionali. *D. de S., Inst. Geol. Rom.*, vol. XVII, (1928—1929).
93. SIMIONESCU I. Asupra Barremianului din valea Dâmbovicioarei. *Bul. Soc. St. Bucureşti.* An. VI, p. 193—198, Bucureşti, 1897.
94. — Scurtă dare de seamă asupra excursiunii din Bazinul Dâmbovicioarei. *Bul. Soc. St.* Bucureşti, p. 454—458, 1897.
95. — Die Barremefauna im Quellengebiete der Dâmbovicioara. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1897, S. 131—134, Wien.
96. — Über eine Untercenomanfauna aus den Karpathen Rumäniens. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, Wien, S. 269—273, 1897.
97. — Asupra prezenţii Callovianului în Carpaţii Româneşti. *Bul. Soc. St. Bucureşti*, An. VII, p. 59—60, Bucureşti, 1898.
98. — Über die Kellowayfauna von Valea Lupului in den Südkarpathen Rumäniens. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1898, S. 410—415, Wien.
99. — Über die Geologie des Quellengebietes der Dâmbovicioara (Rumänien) (Thèse). *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, XLVIII, S. 9—51, Wien, 1898.
100. — Studii geologice şi paleontologice din Carpaţii sudici: I. Studii geologice bazinului Dâmbovicioarei (teză). II. Fauna neocomiană din Bazinul Dâmbovicioarei. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, t. I, Bucureşti, 1898.
101. — Studii geologice şi paleontologice în Carpaţii Sudici. III. Fauna calloviană din valea Lupului (Rucăr), (cu 3 tabele). *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, t. I, Nr. 3, Bucureşti, 1899.
102. — La faune néocomienne du Bassin de Dâmbovicioara. *Ann. Sc. Univ. Iassy*, t. I, pp. 187—201, Iaşi, 1900.
103. — Studii geologice şi paleontologice în Carpaţii sudici. IV. Fauna jurasică din Bucegi. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, t. II, Nr. 13, Bucureşti, 1905.

Institutul Geologic al României

104. SIMIONESCU I. Les ammonites jurassiques de Bucegi. *Ann. Sc. Univ. Iassy*, t. III, Iaşi, 1905.

105. — Das Alter der Klausschichten in den Südkarpathen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, S. 212—217, Wien, 1905.

106. ŞTEFĂNESCU GR. Relaţiune sumară de lucrările Biroului Geologic în campania anului 1882, (Districtele Argeş, Dâmboviţa şi Vâlcea). *An. Biur. Geol.*, I (1882—1883), Nr. 1, Bucureşti, 1883. Edition français, 1886.

107. — Relaţiune sumară de lucrările Biroului Geologic în campania anului 1883 (Districtele: Prahova, Mehedinţi, Dolj şi Romanaţi). *An. Biur. Geol.*, I (1882—1883), Nr. 1, Bucureşti, 1883. Edition français, 1886.

108. — Relaţiune sumară de lucrările Biroului Geologic în campania anului 1884. *An. Biur. Geol.*, II, 1884, Bucureşti, 1885. Ed. français, 1886.

109. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVI, (1931), Bucureşti, 1934.

110. TEISSEYRE W. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. *Guide des exc. du III-ème Congrès Intern. du Pétrole.* Bucureşti, 1907.

111. TOULA FR. Eine geologische Reise in die transylvanischen Alpen Rumäniens. *Neues Jahrb. f. Mineralogie, Geologie*, etc., 1897.

112. TRAUTH FR. Aptychenstudien. III—V. S. 329—411. *Ann. des Naturh. Museums in Wien*, Band XLIV, Wien, 1930.

113. UHLIG V. Über Fr. Herbich's Neocomfauna aus dem Quellgebiete der Dâmbovicioara (Rumänien). *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, T. XLI, Wien, 1892.

114. — Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. *Sitzungsb. d. k. Akad. d. Wissenschaft.*, Bd. CVI, S. 188—206, Wien, 1897.

115. — Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsb. d. k. Akadem. d. Wissensch.*, Bd. CXVI, Abt. I, Wien, 1907.

116. VOITEŞTI I. P. Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. III (1909), Bucureşti, 1911.

116. — Pânza conglomeratului de Bucegi în Valea Oltului cu date noui asupra structurii acestei văi. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. VIII (1914), Bucureşti, 1918.

117. — Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. geol.-miner.* Cluj, vol. III, 1929.

118. — Evoluţia geologico-paleogeografică a Păm. Românesc. *Rev. Muz. geol.-miner.* Cluj, vol. V, Nr. 2, 1935.

119. WACHNER H. Geographische und geologische Beobachtungen am Bucegi-Massiv. *Ac. Roum. Bull. Sect. Scien.*, XIII, 1—7, S. 1—2, Bucureşti, 1930.

120. — Urme de gheţari în Munţii Bucegilor. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIV, 1929, p. 63—77, Bucureşti, 1930.

121. SUESS E. Die braune Jura in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1867, S. 28.

Institutul Geologic al României

N. ONCESCU

CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA RÉGION
PIATRA CRAIULUI – BUCEGI

ÉCHELLE 1:75.000

0 1 2 3 4 5 Km.

LÉGENDE

- Alluvions
- Terrasses
- Moraines
- Cirques glaciaires
- Cônes de déjection
- Éboulements
- Turonien–Sénonien
 - 2. Marnes
 - 1. Faciès gréseux micacé
- Grès conglomératiques à faune cenomanienne
- Conglomérats de Bucegi
- Barrémien gréseux (Dans la zone frontale des Bucegi)
- Valanginien–Hauterivien (Couches de Sinaia)
- Valang.–Hauteriv.–Barrém. (Faciès de Dâmbovicioara– (Marnes, calcaires marneux)
- Berriasien (Calcaires blancs en plaquettes)
- Tithonique (Calcaires gris récifaux)
- Kimeridgien (Marnes grises, calcaires noduleux à A. achanticum)
- Oxfordien (Jaspes ou calcaires à nodules siliceux)

CRISTALLIN DE LA LEAOTA

- Dogger – Bajocien, Bathonien, Callovien–(Marnes, grès, calcaires)
 - 1= Horizon conglomératique
- Schistes chloriteux-sériciteux
- Quartzites
 - q = Filon de quartz
- Schistes chloriteux et sériciteux à porphyroblastes d'albite
- Schistes micacés à muscovite
- Gneiss aplitiques
- Schistes amphiboliques

- Brèches tectoniques
- Faille
- Ligne de décollement
- Ligne de chevauchement
- Point fossilifère
- Grotte
- Carrière
- Sondage
- II——II Direction des coupes

DES. ION PETRESCU

Imprim. atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

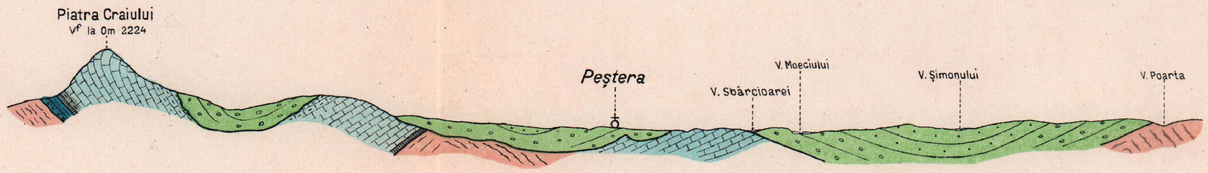
N. ONCESCU

COUPES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION PIATRA CRAIULUI – BUCEGI

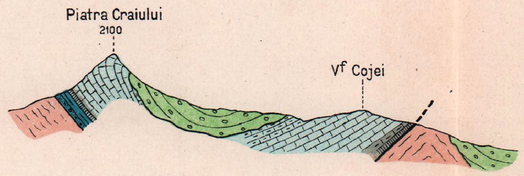
ÉCHELLE 1: 75.000

0 1 2 3 4 5 Km.

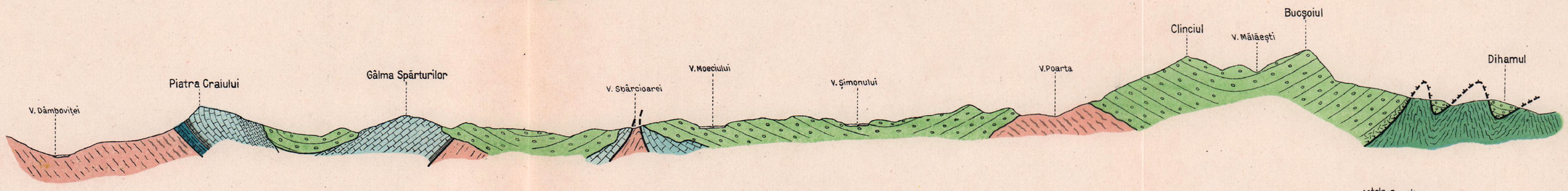
I



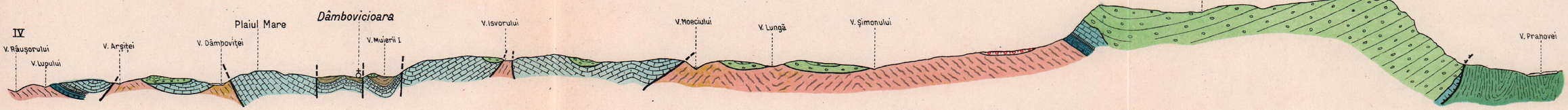
II



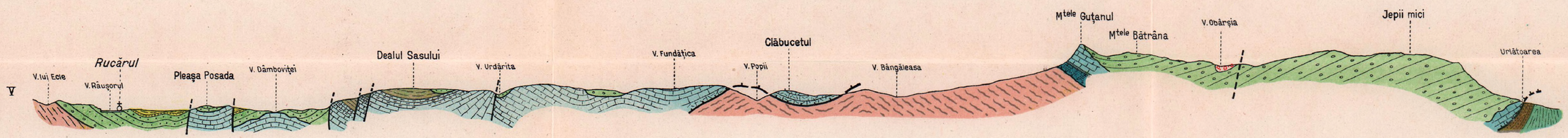
III



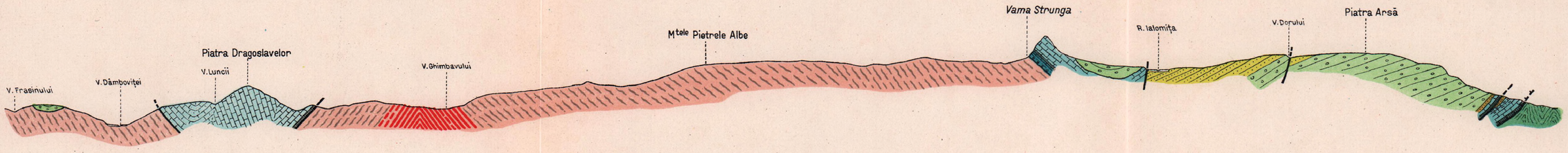
IV



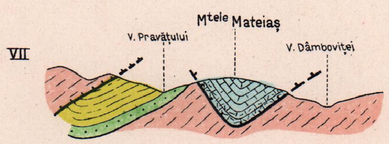
V



VI



VII



LÉGENDE

- Alluvions et Terrasses
- Moraines
- Turonien Senonien
 2. Marnes
 1. Faciès gréseux micacé
- Grès conglomératiques à faune cénomanienne
 Conglomérats de Bucegi
- Barrémien gréseux (Dans la zone frontale des Bucegi)
- Valanginien-Hauterivien (Couches de Sinaia)
- Valang.-Hauteriv.-Barrém. -Faciès de Dâmbovicioara- (Marnes, calcaires marneux)
- Berriasien (Calcaires blancs en plaquettes)
- Tithonique (Calcaires gris récifaux)
- Kimeridgien (Marnes grises, calcaires noduleux à A. achantic.)
- Oxfordien (Jaspes ou calcaires à nodules siliceux)
- Dogger Bajocien, Bathonien, Callovien–(Marnes, grès, Calcaires)
 1= Horizon conglomératique
- CRISTALLIN DE LA LEAOTA
 - Schistes chloriteux-sériciteux
 - Schistes chloriteux et sériciteux à porphyroblastes d'albite
 - Schistes micacés à muscovite
 - Gneiss aplitiques
- Brèches tectoniques
- Faille
- Ligne de décollement
- Ligne de chevauchement

DES. ION PETRESCU

Imprim. atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

N. ONCESCU

ESQUISSE TECTONIQUE DE LA RÉGION PIATRA CRAIULUI - BUCEGI - PIATRA MARE

Représentation schématique des formations géologiques au Nord de Zărnești - Bran - Predeal d'après la carte de Dr. E. Jekelius

ÉCHELLE 1:200.000

CODLEA
BRAȘOV
Vulcan
ZĂRNEȘTI
Bran
Predeal
Azuga
SINAIA
Rucar
Dragoslavele
Vf. Omul ⊠ 2511
Vf. Costila △ 2497
2244 △ Ptra Craiului (La Om)
1649
2134 △ Leaota
1241 △ Mateiaș

ZONE DU GNEISS DE CUMPĂNA-HOLBAV
SYNCLINAL DE CODLEA-BRAȘOV
SYNCLINAL DE PIATRA MARE
ZONE DES COUCHES DE SINAIA
SYNCLINAL DES BUCEGI
ANTICLINAL DE LEAOTA
SYNCLINAL DE PIATRA CRAIULUI
II

Légende

- Gneiss de Cumpăna-Holbav
- Cristallin type Leaota
- Dépôts triasiques liasiques, doggeriens néocomiens dans le synclinal de Codlea-Brașov
- Dépôts dogger-néocomiens dans les synclinaux de Piatra Mare-Piatra Craiului-Bucegi
- Couches de Sinaia
- Dépôts crétacés supérieurs (en majeure partie Conglomérats de Bucegi)
- Dépôts tertiaires et alluvions
- Ligne de décollement local
- Ligne de chevauchement
- Failles
- II. Lignes de dislocation et de déplacement horizontal vers l'Est.

Imprim. Atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

SUR LES MÉTHODES POUR CARACTÉRISER LA TEXTURE DES SÉDIMENTS MEUBLES

PAR

MIRCEA POPOVĂȚ

La question de la texture des sédiments meubles a fait l'objet, ces derniers temps, de nombreuses études qui, d'une part, tendent à rendre plus uniforme la présentation des données analytiques, et, d'autre part, essaient de caractériser ces sédiments. C'est aux recherches des pétrographes dans ce domaine que nous devons quelques méthodes intéressantes, qui consistent à trouver certaines valeurs, que nous appellerons « indices de texture ». Ces indices, déduits des données des analyses granulométriques (mécaniques), sans être capables de remplacer les données expérimentales mêmes, peuvent faire valoir le caractère du sédiment. Dans le présent travail nous examinerons ces essais, en faisant connaître, en même temps, notre point de vue.

REPRÉSENTATION GRAPHIQUE ET FRACTIONS

Dès le début, le chercheur se heurte à la difficulté de comparer les résultats, à cause de la diversité des manières de séparer les granules en fractions, dont les limites sont extrêmement variables. Des systèmes particuliers de séparation sont employés dans presque chaque pays, sinon par chaque auteur. Existant un étroit rapport entre le choix des fractions et les représentations graphiques de la composition granulométrique du sédiment, commençons par examiner celles qui sont le plus employées.

Une représentation qui n'indique pas le fractionnement initial est donnée par la courbe de sommation (cumulative, intégrale), dont les avantages ont été si clairement exposés par M. G. W. ROBINSON (18). Pour la tracer, on porte en abscisse les dimensions des diamètres des particules [1]), et en ordonnée

[1]) On peut tout aussi bien porter les rayons ou, comme il a été recommandé par M. ROBINSON, le logarithme des vitesses de chute des particules.

Institutul Geologic al României

la somme en pourcents de granules aux dimensions égales ou inférieures à celles de l'abscisse correspondante. Il y a encore des discussions quant au choix de l'échelle des abscisses, certains auteurs étant pour l'échelle numérique, tandis que la plupart ont adopté l'échelle logarithmique. On ne peut pas, au moyen de l'échelle numérique, séparer les dimensions les plus petites, de l'ordre de grandeur des microns, qui constituent les fractions de granules dont le rôle est tellement important. Par contre, ces fractions ne sont pas négligées, dans l'échelle logarithmique, au profit des plus grossières, qui, d'ailleurs, sont représentées sur des longueurs assez grandes, comme il appert

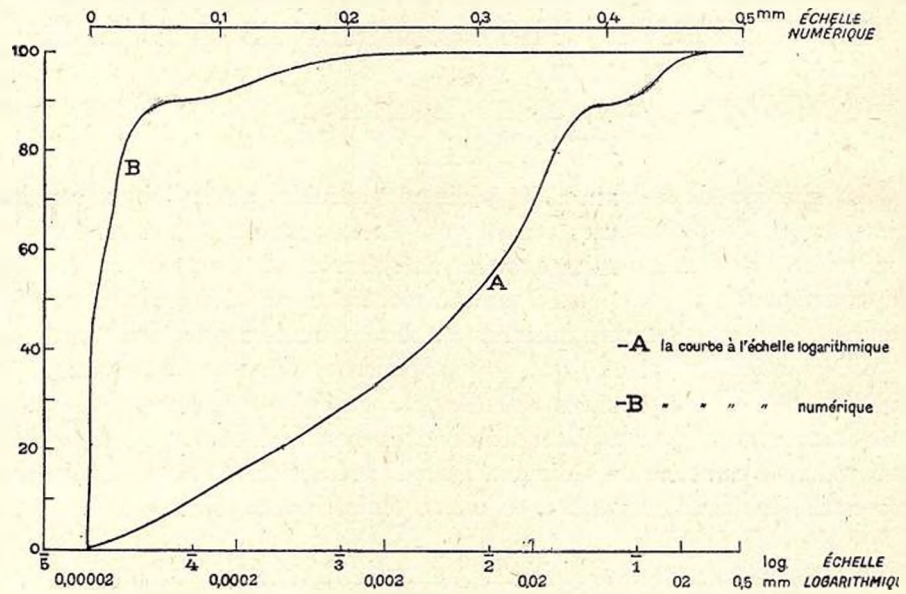


Fig. 1. — Courbes de sommation représentant le même sédiment aux échelles logarithmique et numérique de l'axe des abscisses.

par un exemple choisi au hasard (fig. 1) où, entre les mêmes limites de l'abscisse, on trouve les courbes aussi bien à l'échelle numérique, qu'à l'échelle logarithmique. Les données correspondent à un même sédiment (limon fluviatile de la Vallée du Jiu, No. 11 du tableau II). On peut y remarquer que, dans l'échelle numérique des abscisses, 50% des granules sont comprimés sur 1/100 de la longueur de l'axe des abscisses, tandis que le dernier 1% occupe environ 2/3 de celle-ci. En revanche, dans la représentation à l'échelle logarithmique, 50% des granules occupent environ la moitié de la longueur de l'axe des abscisses, tandis que le dernier 1% s'étend sur moins de 1/10 de cette longueur.

M. KÜMEL constate que les fractions, telles qu'on les établit communément, n'ont pas la même valeur, car les limites des fractions fines se trouvent

Institutul Geologic al României

beaucoup plus rapprochées que ne le sont celles des fractions plus grossières (9). Considérons par exemple la fraction 2—1 mm, elle est dix fois plus étendue que la fraction 0,2—0,1 mm qui, à son tour, dépasse de dix fois la fraction 0,02—0,01 mm, rapport qui se maintient dans l'échelle numérique. Or, c'est justement ce fait qui plaide pour le choix de l'échelle logarithmique des abscisses, dans laquelle ces intervalles sont égaux. En effet, toutes les analyses granulométriques font ressortir la nécessité de fixer les intervalles proportionnellement à la grandeur des limites. Si les fractions étaient fixées de telle manière qu'entre les limites il y ait une même différence, comme par exemple 2—1,5 mm, 1,5—1 mm, 1—0,5 mm, 0,5—0 mm, les données analytiques ne

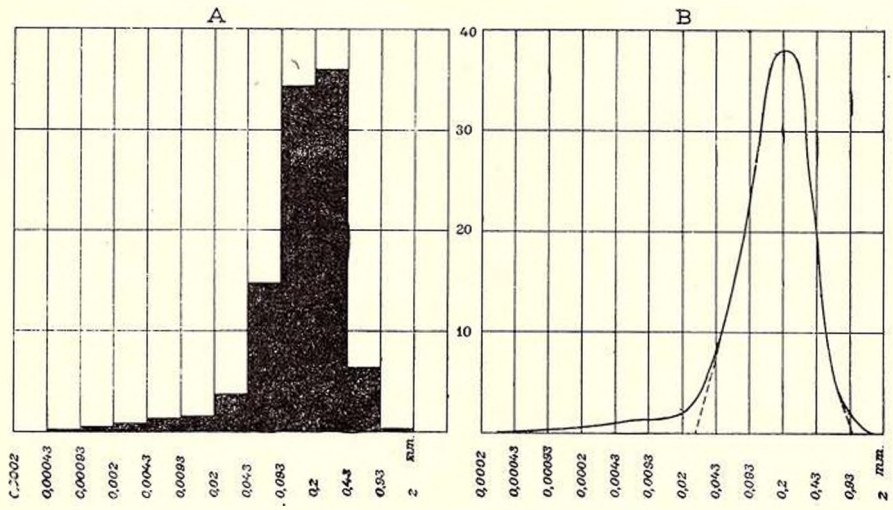


Fig. 2.

A, histogramme; B, courbe de fréquence du même sédiment et manière de modifier la courbe.

seraient plus capables d'exprimer la composition granulométrique de la plupart des sédiments, pour lesquels la presque totalité des granules se grouperaient dans la dernière fraction.

Par conséquent, une fois décidés pour l'abscisse à l'échelle logarithmique, le choix des limites des fractions est indiqué par celle-ci: les fractions doivent être représentées par des intervalles égaux, ou presque égaux. Dans la Science du Sol on a adopté, presque sans exception, les fractions proposées par Atterberg (1):

sable grossier	2 — 0,2	mm	en diamètre
» fin	0,2 — 0,02	»	» »
silt (poussière)	0,02 — 0,002	»	» »
argile	< 0,002	»	» »

Institutul Geologic al României

Si, pour les buts recherchés dans l'étude des sols ces limites donnent pleine satisfaction, elles sont trop larges quant il s'agit des sédiments meubles. C'est pourquoi chaque fraction a été partagée en deux ou trois subdivisions. L'une des plus utilisées est la division en trois, les limites se trouvant dans les rapports 2; 2; 2,5, comme par exemple dans les sous-fractions: 2—1 mm; 1—0,5 mm; 0,5—0,2 mm.

Dans une autre représentation graphique qui, elle aussi, réclame l'abscisse à l'échelle logarithmique, le taux de la fraction est déterminé par l'aire d'un rectangle. Si les fractions sont représentées par des intervalles égaux, la hauteur du rectangle devient proportionnelle au pourcentage (fig. 2, A). Il est nécessaire, dans ce cas, que les limites des fractions soient dans un rapport constant. Ce sont les chercheurs américains qui construisent de préférence ces graphiques, auxquels ils donnent le nom d'histogrammes. Dans ce but ils utilisent des fractions dont les limites forment une progression géométrique à la raison 2 (parfois $\sqrt{2}$), c'est-à-dire:

$$2 - 1,\ 1 - \frac{1}{2},\ \frac{1}{2} - \frac{1}{4},\ \frac{1}{4} - \frac{1}{8},\ \frac{1}{8} - \frac{1}{16},\ \ldots,\ \frac{1}{64} - \frac{1}{128},\ \ldots.$$

Le désavantage de cette division est de ne point s'emboîter dans celle énoncée plus haut, et qui trouve de plus en plus la faveur des pétrographes. M. CORRENS (3) divise les fractions proposées par ATTERBERG, dont les limites se trouvent dans le rapport de 10, en deux sous-fractions au rapport entre les limites de $\sqrt{10} = 3{,}162$:

$$2 - 0{,}63,\ 0{,}63 - 0{,}2,\ 0{,}2 - 0{,}063,\ 0{,}063 - 0{,}02,\ldots.$$

Ces limites étant encore trop larges, il est préférable de procéder à trois subdivisions. Le rapport entre les limites sera dans ce cas de $\sqrt[3]{10} = 2{,}154$. Cette manière rationnelle de division paraît avoir été proposée par M. KRUMBEIN, selon une citation de M. NIGGLI (13). Les sous-fractions de cette division sont les suivantes:

$$2 - 0{,}93,\ 0{,}93 - 0{,}43,\ 0{,}43 - 0{,}2,\ 0{,}2 - 0{,}093,\ 0{,}093 - 0{,}043,\ldots.$$

Entre autres, cette division possède l'avantage que, les limites étant proches de celles utilisées ordinairement dans la pratique, par l'intermédiaire de la courbe de sommation, obtenue au moyen des données analytiques de la division pratique, il est facile de transformer ces données en fractions aux limites rationnelles. Les nouveaux points se trouvant sur la courbe à proximité des anciens, expérimentaux, l'erreur éventuelle est réduite au minimum.

Tandis que sur la courbe de sommation la fraction prédominante correspond à la portion de la courbe dont la pente approche le plus de la verticale, sur l'histogramme cette fraction est donnée par le rectangle le plus haut.

Institutul Geologic al României

De l'histogramme on peut facilement passer à une courbe continue, aux mêmes caractères, en réunissant les milieux des bases supérieures des rectangles. On obtient de cette manière les courbes de fréquence pour la texture du sédiment (fig. 2, courbe B).

TABLEAU I

Division en fractions

Fractions	Sous-fractions	Limites pratiques mm		Limites rationnelles mm	
Blocs		>200		>200	
Galets	Grossiers	200	—100	200	— 93
	Moyens	100	— 50	93	— 43
	Petits	50	— 20	43	— 20
Gravier	Grossier	20	— 10	20	— 9,3
	Moyen	10	— 5	9,3	— 4,3
	Petit	5	— 2	4,3	— 2
Sable grossier .	I	2	— 1	2	— 0,93
	II	1	— 0,5	0,93	— 0,43
	III	0,5	— 0,2	0,43	— 0,2
Sable fin. . . .	I	0,2	— 0,1	0,2	— 0,093
	II	0,1	— 0,05	0,093	— 0,043
	III	0,05	— 0,02	0,043	— 0,02
Silt (Poussière) .	Gros	0,02	— 0,01	0,02	— 0,0093
	Moyen	0,01	— 0,005	0,0093	— 0,0043
	Fin	0,005	— 0,002	0,0043	— 0,002
Argile	Grosse	0,002	— 0,001	0,002	— 0,00093
	Moyenne	0,001	— 0,0005	0,00093	— 0,00043
	Fine	0,0005	— 0,0002	0,00043	— 0,0002
Suspension . .	Grosse	0,0002	— 0,0001	0,0002	— 0,000093
	Moyenne	0,0001	— 0,00005	0,000093	— 0,000043
	Fine	0,00005	— 0,00002	0,000043	— 0,00002

Le tableau I contient la division en fractions et sous-fractions, étendue à toutes les dimensions qu'on peut rencontrer dans la pratique [1]). Outre les limites utilisées dans la pratique, dont l'inconvénient est, nous l'avons vu, qu'elles ne se trouvent pas dans le même rapport, on y trouve aussi les limites rationnelles, qui forment une progression géométrique à la raison de $\sqrt[3]{10}$. Évidemment, rien n'empêche que ces dernières limites soient choisies aussi dans la pratique. A cet effet il suffirait d'employer des tamis aux ouvertures des mailles indiquées, ou bien, dans la méthode de la sédimentation, utilisée

[1]) Certains pétrographes et géologues considèrent des désignations telles que sable, argile, comme étant impropres, vu qu'il pourrait y avoir confusion avec les sédiments de même nom. Jusqu'à ce que d'autres dénominations acceptables fussent trouvées, pour les chercheurs habituels des sédiments meubles il n'y a aucune confusion possible lorsqu'il est question de « fraction sable », « fraction argile ».

Institutul Geologic al României

pour déterminer les particules fines, de faire le prélèvement après le temps calculé pour ces dimensions. L'introduction dans la pratique de ces sous-fractions est facilitée parce que, comme nous l'avons déjà fait remarquer, leurs limites sont approchées de celles actuellement utilisées, et qu'elles peuvent s'intercaler entre les limites en usage pour les grandes fractions. Toutefois, pour ne pas aggraver la confusion, que nous tendons justement à réduire, nous utiliserons toujours les limites pratiques, en attendant qu'il soit possible de soumettre la question devant un for international.

MÉTHODES POUR CARACTÉRISER LA TEXTURE

Classification d'après la texture. — Lorsqu'on désire classifier le sédiment d'après sa texture, on recourt souvent à une méthode graphique. A cet effet

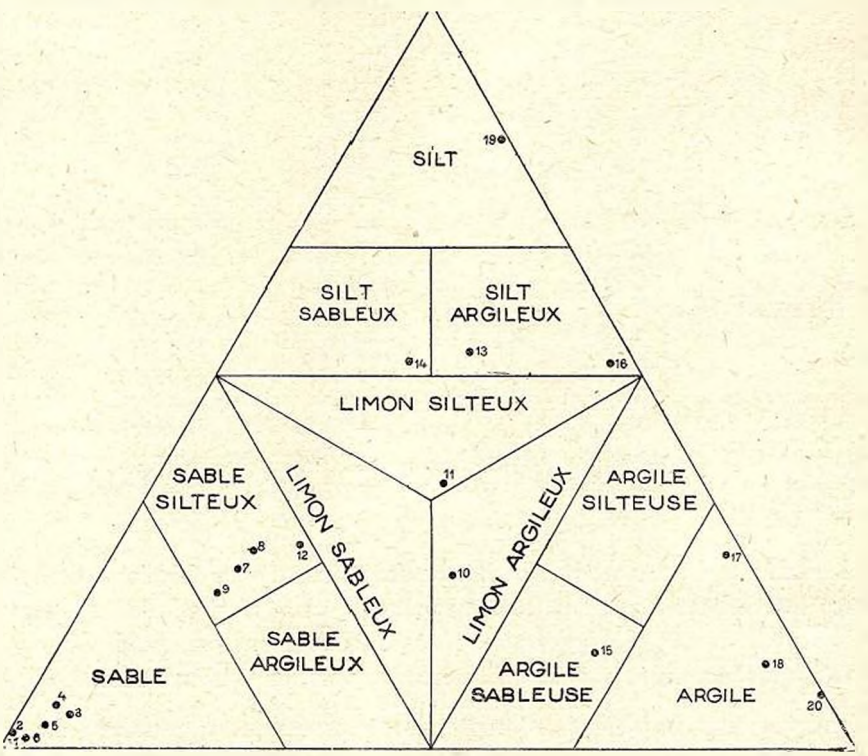


Fig. 3. — Représentation en triangle. Les numéros correspondent à ceux des sédiments du tableau II.

on réunit les résultats en trois groupes, par exemple sable (2 — 0,02 mm), silt (0,02 — 0,002 mm), argile (< 0,002 mm). On porte ces valeurs le long

[1]) Les fractions peuvent être groupées d'une autre manière, selon les besoins, par exemple: sable fin, silt et argile.

Institutul Geologic al României

des trois hauteurs d'un triangle équilatère, zéro se trouvant à la base, 100 au sommet (fig. 3). Des points trouvés sur chaque hauteur on mène des parallèles aux bases opposées. En réalité, si la somme des pour-cents est 100, il suffit de deux parallèles qui, par leur intersection, déterminent un point, dont la position par rapport aux trois sommets indique la texture. Pour la désignation de celle-ci on peut séparer de différentes manières la surface du triangle. Une de ces manières est figurée plus haut (fig. 3). Nous n'insistons pas sur la représentation en triangle, les chercheurs qui en voient l'utilité pouvant se choisir celle qui convient mieux au but poursuivi. On trouve, dans le tableau II, la composition, réduite à trois groupes de fractions, de quelques sédiments, les numéros correspondant à ceux de la fig. 3.

TABLEAU II

Composition granulométrique condensée des sédiments examinés

No.	Nature du sédiment, localité, référence	Sable	Silt	Argile
1	Sable de Kliwa, Gura Vitioarei (Prahova) *) . . .	100,0	—	—
2	» désertique, Côte d'Anichab (Afrique SO) (7)	99,7	0,3	—
3	» de dune, Moreni, (Dolj) *)	91,1	4,9	4,0
4	» » » Conacul Faranga (Dolj) *) . . .	91,9	5,2	2,9
5	» fluviatile, Ciupercenii Vechi (Dolj) *) . . .	93,4	3,2	3,4
6	» » Podari, (Dolj) *)	95,0	2,0	3,0
7	Loess, Stelnica, (Ialomița) *)	61,4	25,0	13,6
8	» Poșta, (Tulcea) *)	52,8	27,8	19,4
9	» Iacobdeal, (Tulcea) *)	63,9	22,8	13,3
10	Limon diluvial, Păd. Fântânele (Dolj) *)	35,7	21,2	43,1
11	» fluviatile, Livezi (Dolj) *)	30,5	35,0	34,5
12	Vase lacustre, Leordeni, (Ilfov) *)	52,0	28,7	19,3
13	» marine, Wilhelmshaven (Allemagne) (21) . .	16,5	54,1	29,4
14	Poussière éolienne, Iași, (Iași) *)	26,9	52,3	20,8
15	» » Salt Lake City (U.S.A.) (4) .	27,4	11,9	60,7
16	Marne, Mileanca, (Dorohoi) *)	3,3	51,5	45,2
17	Argile coluviale, Țuglui, (Dolj) *)	1,7	26,2	72,1
18	Bentonite d'origine américaine, (11)	4,8	10,9	84,3
19	Varved Clay, N. Ontario, (U.S.A.) (17)	1,1	81,0	17,9
20	» » » » » »	—	9,2	90,8

En rapport avec la méthode précédente il y a le procédé de M. HOLMES (8), qui caractérise le sédiment au moyen d'un symbole unique, constitué de la manière suivante: les pour-cents de sable, de silt et d'argile sont exprimés, chacun, par un seul chiffre, soit 0 pour des teneurs allant de 0 à 9%, 1 pour

*) Les échantillons de provenance roumaine ont été analysés par l'auteur. Pour les autres, les numéros renvoient à la liste bibliographique de la fin.

Institutul Geologic al României

des teneurs de 10—19%, et ainsi de suite. La somme des trois indices doit être 9. Par exemple, le symbole du sédiment 10 du tableau II est 324. Cette méthode est utile, parce qu'elle permet de transcrire ces symboles sur la carte et de réunir tous les points de même symbole. Il y a pourtant des sédiments, tel celui du No. 12, pour lesquels le symbole ne peut pas s'établir aisément.

Dans une documentée étude sur la systématique des roches, M. FISCHER (5) élabore un système semblable, mais en multipliant le nombre des indices composants, système qui trouve aussi la faveur de M. CORRENS (3). Ceci revient en réalité à rendre les résultats d'analyses soignées à une précision réduite de dix fois. A ces procédés il manque la qualité des symboles adoptés par M. HOLMES, la simplicité.

Passons maintenant à l'examen des méthodes proprement dites pour caractériser la texture des sédiments meubles. La plupart des valeurs obtenues se déduisent au moyen des courbes représentant le sédiment, soit des courbes de sommation, soit des courbes de fréquence, le calcul se basant souvent sur des méthodes statistiques.

Méthode Baker [1]). — La plus ancienne des méthodes efficaces est celle de M. BAKER (2), par laquelle on déduit deux indices, l'un représentant le diamètre moyen de la composition granulométrique du sédiment, l'*Equivalent grade*, l'autre étant une mesure du degré de classement des granules, le *Grading factor*. C'est une méthode graphique, fondée sur les considérations suivantes: la grosseur du diamètre moyen étant proportionnelle à l'aire renfermée par la courbe exprimant la texture du sédiment, l'« Equivalent grade » sera donné par la base d'un rectangle, dont l'aire égale celle renfermée par la courbe. Le rectangle représente un sédiment idéal, aux granules d'une seule dimension, donc un sédiment à classement parfait. Plus la courbe de sommation s'écartera de la droite représentant le diamètre moyen, plus imparfait sera le classement du sédiment, et l'aire comprise entre la droite et la courbe constituera une mesure pour le degré de classement.

On trace la courbe de sommation (dans cette méthode les diamètres doivent être portés à l'échelle numérique), on mesure l'aire renfermée par la courbe (fig. 4, hachures verticales); en divisant par la longueur représentant 100% on trouve une valeur qui, à l'échelle des diamètres correspond au diamètre moyen. On mène une parallèle, par le point représentant le diamètre moyen, à l'axe des pour-cents. De l'aire totale renfermée par la courbe on soustrait l'aire comprise entre la courbe et la droite (fig. 4, hachures inclinées). Le

[1]) Dans une de nos notes antérieures (14), on a imprimé, dans une phrase où il est question de cette méthode, les mots « toute arbitraire ». Ni la méthode, aussi ingénieuse que féconde, ni notre opinion, ne correspondent à ces mots, glissés par une regrettable inadvertance.

Institutul Geologic al României

quotient entre la différence obtenue et la valeur de l'aire totale constitue le « Grading factor ». Le « Grading factor » prend des valeurs comprises entre o et 1, cette dernière correspondant à un classement parfait.

La méthode est d'application excellente pour les sables mais, pour des sédiments à texture plus fine, il peut arriver que l'aire comprise entre la courbe

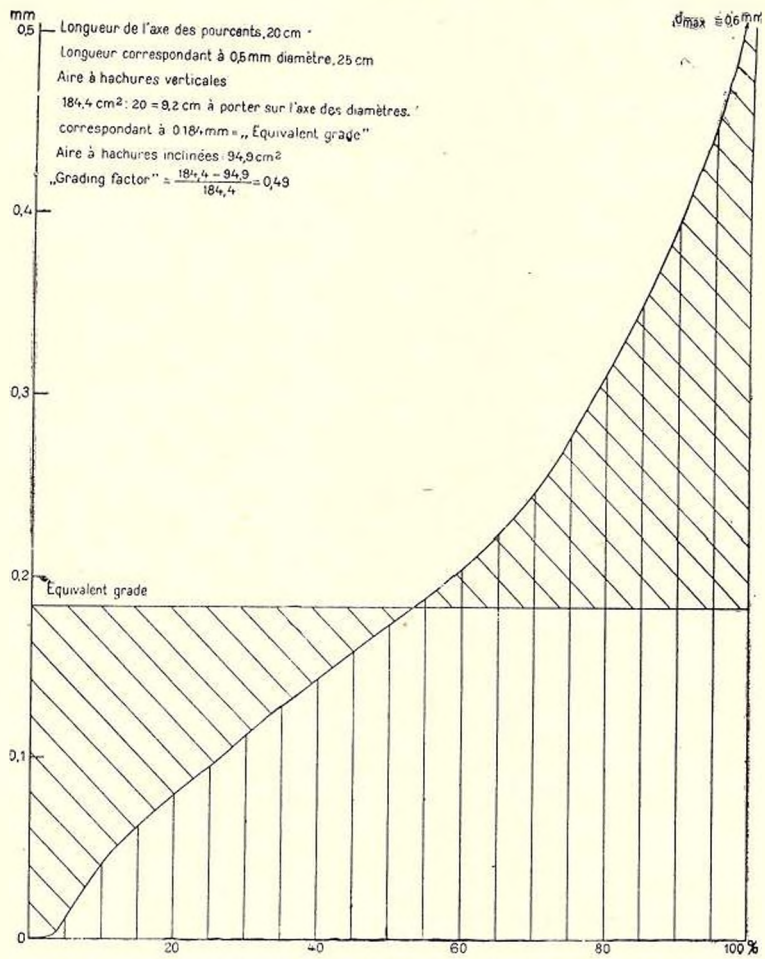


Fig. 4. — Détermination des indices d'après la méthode Baker.

et la droite soit supérieure à l'aire totale renfermée par la courbe et, dans ce cas, le « Grading factor » devienne négatif, ce qui n'a aucun sens. On rencontre ces cas plus bas, dans le tableau V, pour les sédiments Nos. 10, 15, 18, 20. L'inconvénient n'est pas insurmontable, on n'a, par exemple, qu'à rapporter l'aire comprise entre la droite et la courbe directement à l'aire totale, seulement, dans ce cas, la valeur o représenterait le classement parfait, la limite supérieure n'étant plus déterminée.

Institutul Geologic al României

Méthode Wentworth. — Une méthode fondée sur le calcul est celle de M. WENTWORTH (22). On y détermine trois indices, à savoir: le *diamètre moyen* (« Mean size ») Φ_m, l'*écart type* (« Standard deviation ») E, mesurant le degré de classement de l'échantillon et l'*indice d'assymétrie* (« Skewness ») A, indiquant la prépondérance, dans le sédiment, des granules grossières ou des granules fines. Φ_m est mesuré par l'abscisse du centre de gravité de l'aire comprise entre la courbe de fréquence et l'axe des abscisses, E correspond au rayon de giration de la surface autour de son centre de gravité. Soient f la fréquence (pour-cents de granules de chaque fraction) et d la distance du milieu de l'intervalle représentant la fraction à l'origine choisie; les trois indices sont trouvés au moyen des formules suivantes:

$$\Phi_m = \frac{\Sigma fd}{\Sigma f}, \quad E = \sqrt{\frac{\Sigma fd^2}{\Sigma f}}, \quad A = \frac{\sqrt[3]{\frac{\Sigma fd^3}{\Sigma f}}}{E}.$$

E croît à partir de 1 pour un classement parfait, les valeurs plus élevées indiquant des classements d'autant plus défectueux. La valeur de A serait nulle pour une courbe symétrique; elle est affectée du signe + ou —, selon que dans le sédiment ce sont les granules grossières ou celles plus fines qui prédominent. Pour le détail des calculs voir l'appendice 2.

L'application de la méthode Wentworth nécessite des fractions dont les limites soient en rapport constant. Pour le calcul on utilise des logarithmes dans la base de ce rapport constant des limites, par exemple $\sqrt{2}$, 2, $\sqrt{10}$, $\sqrt[3]{10}$,... (v. l'appendice 1). En outre, les sédiments à texture fine doivent subir la modification apportée par M. MACAR (10), qui réduit la courbe de fréquence à sa partie principale, en menant des tangentes aux points d'inflexion des branches descendantes de la courbe (fig. 2, B). Dans ce cas, on ne détermine plus le diamètre moyen de toutes les particules du sédiment, mais seulement le diamètre moyen de la fraction prédominante dans le sédiment.

C'est une méthode dont le fondement mathématique est des plus rigoureux, elle réclame en revanche de longs calculs. La rectification de la courbe est indispensable dans le cas des sédiments fins, afin d'omettre de nombreuses fractions, dont la plupart sont déduites par extrapolation, pour les petites dimensions. D'autre part, les fractions omises pouvant dépasser en teneur les restantes, les calculs ne se rapportent plus à un sédiment réel.

Méthode Gry. — L'indice dont il a été question plus haut, le diamètre moyen de la fraction prédominante, est déterminé par une méthode graphique due à M-me GRY (6). Le diamètre moyen trouvé correspond à l'abscisse du maximum de la courbe de fréquence. Le degré de classement se déduit de la pente de la courbe de sommation.

Institutul Geologic al României

Les résultats de l'analyse doivent être groupés en fractions aux limites à rapport constant. La méthode de M-me Gry consiste à tracer la courbe des différences entre les pour-cents des fractions successives, en affectant celles-ci du signe + ou —, selon que dans leur succession les pour-cents croissent ou diminuent. Le point d'intersection de cette courbe avec l'axe des abscisses — le logarithme des diamètres des granules — donne l'abscisse du maximum de la courbe de fréquence. Le numéro correspondant au logarithme représente la valeur du diamètre moyen de la fraction prédominante, soit Δ (fig. 5). On porte la valeur de Δ (en logarithmes) sur l'axe des diamètres de la courbe de sommation. De part et d'autre on prend les moitiés d'un intervalle représentant une fraction. On élève les points ainsi trouvés sur la courbe de sommation et on fait les différences entre les pourcents correspondant à ces points de la courbe. Soit M cette différence, qui signifie le pour-cent de la fraction prédominante, dont le diamètre moyen est Δ.

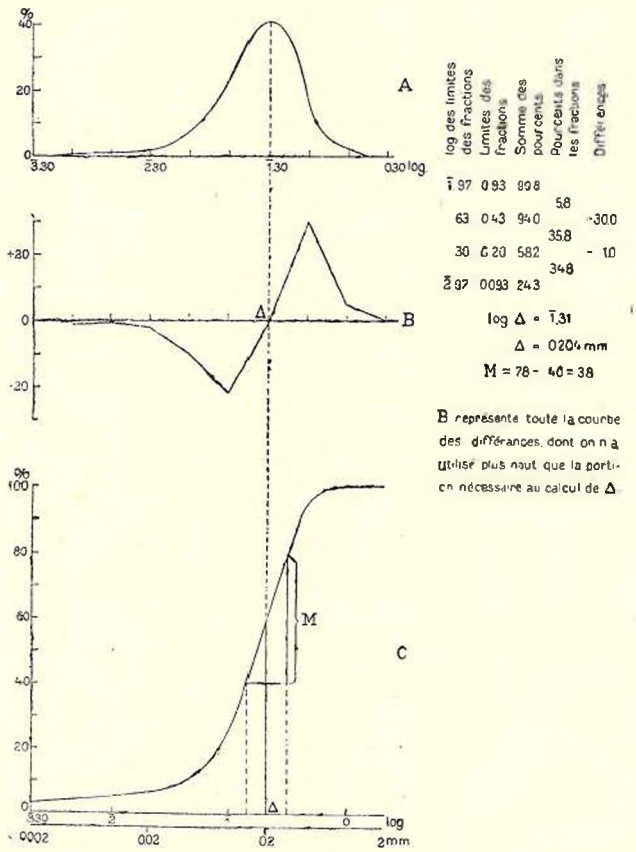


Fig. 5. — Constructions graphiques et calcul des indices d'après la méthode Gry.

Entre autres, l'avantage de la méthode de M-me Gry est que, pour les courbes à deux ou plusieurs maximums, on trouve autant de valeurs Δ. Or, une courbe à plusieurs maximums représente un sédiment au dépôt duquel ont contribué plusieurs agents. Par conséquent, les valeurs Δ pourraient fournir une indication de ces agents. Il ne faut pas confondre l'indice Δ avec le diamètre moyen des particules du sédiment, à côté duquel il peut être calculé, et dont par ailleurs il peut différer sensiblement. Quant aux valeurs de M, nous devons remarquer qu'elles dépendent des dimensions de l'intervalle

Institutul Geologic al României

choisi pour les fractions. La valeur de M sera moindre lorsque les limites de l'intervalle se trouvent dans le rapport de 2, choisi par M-me GRY pour illustrer sa méthode, que dans le cas des limites au rapport de 2,15, préconisé par nous.

Méthode Niggli. — Une méthode dont l'application ne réclame la référence à aucune courbe, est celle proposée par M. NIGGLI (12). On calcule le diamètre moyen d de la formule

$$100\, d = m_0 \frac{d_0 + d_1}{2} + m_1 \frac{d_1 + d_2}{2} + \ldots + m_{\max - 1} \frac{d_{\max - 1} + d_{\max}}{2},$$

où m_n représente le pourcentage des granules dans l'intervalle $d_n - d_{n-1}$, et $d_{\max}$ signifie le diamètre maximum des granules. M. NIGGLI définit de nombreux autres indices, dont nous ne retiendrons que l'indice de classement

$$\alpha = \frac{3\,(d'' - d')}{d}.$$

Le diamètre moyen d sépare le mélange de granules en deux portions, l'une aux granules plus grossières que d, l'autre aux granules plus fines; d' représente le diamètre moyen calculé pour la portion des granules fines, tandis que d'' est le diamètre moyen de la portion aux granules grossières. L'indice α prend des valeurs croissantes à partir de 1, qui représente un classement parfait des granules.

M. NIGGLI limite le diamètre maximum des granules — vu que le diamètre maximum réel n'est pas spécifié dans les analyses courantes — au diamètre moyen des fractions le plus grossières, dont le taux totalise au moins 5%. Une telle limitation nous semble nécessaire aussi pour la détermination de l'« Equivalent grade » (BAKER), où, en raison de l'échelle numérique des diamètres, on peut trouver des valeurs trop élevées. Pour les détails de la méthode NIGGLI voir l'appendice 3.

Méthode Popovăţ. — Décrivons maintenant la méthode proposée par nous (14). On trace la courbe de sommation représentant la texture du sédiment, qu'on prolonge, dans le domaine des particules fines, jusqu'au point d'abscisse 0,00002 mm. On note, en logarithmes, les absicsses correspondant aux ordonnées de 5, 15, 25, ..., 95%. On passe aux nombres et la moyenne arithmétique de ces derniers constitue le diamètre moyen, D_m. En réalité, D_m représente la moyenne des médianes partielles des tronçons de courbe correspondant à 10%, en d'autres termes la moyenne des déciles. Pour le degré de classement nous utilisons un procédé similaire à celui de M. BAKER. L'aire comprise entre la courbe et la droite menée, par l'abscisse de log D_m, parallèlement à l'axe des ordonnées, constituera une mesure du classement

Institutul Geologic al României

(fig. 6, aire hachurée). A l'encontre de M. BAKER, nous rapportons cette aire à une aire fixe, déterminée une fois pour toutes. On l'obtient en réunissant le point d'ordonnée 0 et d'abscisse minimum *), au point d'ordonnée 100 et abscisse correspondant à 2 mm. La droite 1 résultée (fig. 6) représente la courbe d'un sédiment idéal au classement le plus imparfait possible. On détermine le diamètre moyen D'_m pour cette courbe idéale et on mesure

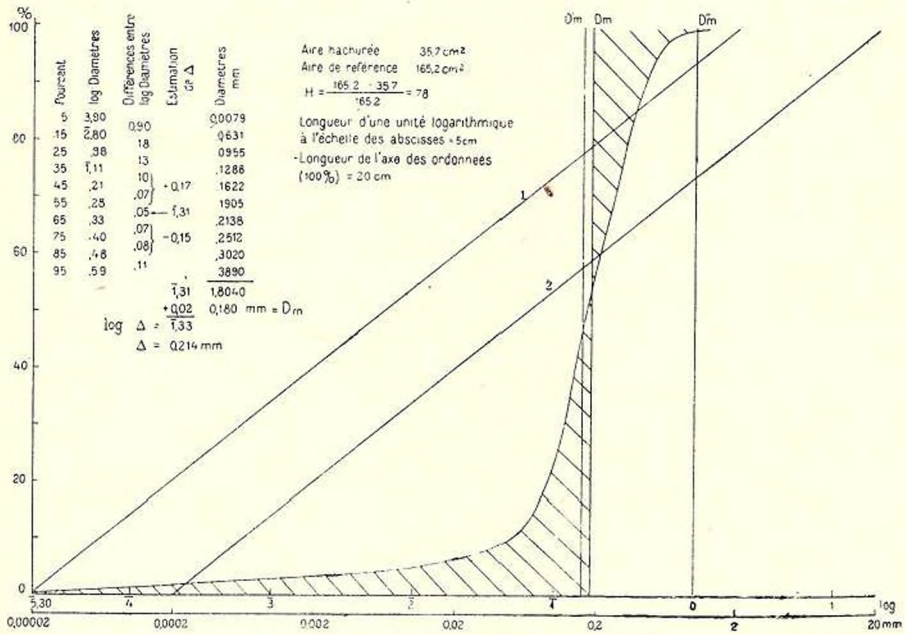


Fig. 6. — Courbes et calculs requis par la méthode Popovăţ.

l'aire comprise entre la courbe 1 et la droite D'_m: Si nous posons A_{courbe} pour l'aire correspondant à la courbe du sédiment et $A_{\text{référence}}$ pour l'aire de référence, nous définissons le degré d'homogénéité H par

$$H = 100\,\frac{A_{\text{référence}} - A_{\text{courbe}}}{A_{\text{référence}}}.$$

H varie entre les limites idéales 0, pour un sédiment au classement le plus imparfait dont la courbe aurait l'allure de la droite 1 et 100, pour un sédiment au classement parfait représenté par une droite verticale confondue avec D_m.

Voici quelques-unes des critiques qu'on peut apporter à cette méthode, particulièrement en ce qui concerne la détermination de H. En premier lieu,

*) Nous prenions, dans la note où cette méthode était exposée pour la première fois, 0,00003 mm comme diamètre minimum; depuis, nous avons pris 0,00002 mm, valeur conforme à la division rationnelle (v. tableau I).

Institutul Geologic al României

pour choisir une aire de référence, on a dû fixer les limites des diamètres entre 0,00002 mm et 2 mm. Il y a peu d'objections à faire au choix de la limite inférieure, celle-ci pouvant figurer comme telle, tant au point de vue théorique, qu'au point de vue pratique. En fixant une limite supérieure, cela signifierait que la méthode ne serait pas applicable aux sédiments à granules dépassant 2 mm. En réalité on prend, dans ces cas, pour la droite qui détermine l'aire de référence, le diamètre maximum à 20 mm, éventuellement à 200 mm. Il paraît raisonnable, pour de tels sédiments, d'élever aussi la limite inférieure, à 0,0002 mm, respectivement 0,002 mm. Mais alors, l'aire de référence garde la même valeur que pour le cas général (p. ex. l'aire comprise entre les droites 2 et D''_m).

Une objection plus sérieuse peut être faite quant aux valeurs résultées pour H. En effet, l'échelle de l'axe des abscisses étant logarithmique, tandis que celle des ordonnées est numérique, les surfaces sont déformées. Les valeurs pour H sont affectées par cette circonstance et elles apparaissent constamment trop élevées. Il semblerait naturel que la valeur moyenne du degré d'homogénéité soit $H = 50$. Pourtant nous avons constaté, par la comparaison de nombreux cas, qu'aux homogénéités moyennes correspond une valeur de H d'environ 65. Il faut donc tenir compte de ce fait dans l'appréciation des valeurs du degré d'homogénéité. Un exemple nous est fourni par le loess. Le degré d'homogénéité des différents échantillons examinés par nous oscille autour de la valeur $H = 65$. Ceci ne signifie pas que le classement du loess soit bon, mais plutôt qu'il est moyen.

Examinons maintenant les avantages de la méthode décrite plus haut. Tandis que les autres méthodes conduisent à de bons résultats pour les sables, mais conviennent, en général, moins bien, ou pas du tout, pour les sédiments à texture fine, la méthode proposée par nous s'applique à n'importe quel sédiment. En particulier, elle s'avère utile pour l'étude des sols, où les particules à petites dimensions sont en général abondantes. Nous remarquerons, sur la manière de déterminer D_m, au moyen de la partie de la courbe comprise entre les points d'ordonnée 5 et 95, que tout en tenant compte des valeurs extrêmes, la valeur déduite n'est pas trop influencée par elles. Quant aux valeurs de H, malgré les défauts rappelés, il n'est jamais arrivé, dans les nombreuses déterminations effectuées par nous, que l'aire se rapportant à un sédiment réel dépasse l'aire de référence, qu'il faut par conséquent considérer comme une aire réellement limite. Les valeurs extrêmes trouvées jusqu'ici pour H sont de 7 pour le sédiment No. 15 et 98 pour le sédiment No. 2 du tableau III.

On a vu plus haut la méthode employée par M-me GRY pour l'obtention du diamètre moyen de la fraction prédominante, Δ. Nous remarquons que Δ peut être déterminé d'une manière encore plus aisée directement de la courbe de sommation. Le procédé est surtout utile dans le cas où les

Institutul Geologic al României

données analytiques ne se trouvent pas groupées en fractions rationnelles, nécessaires pour l'emploi de la méthode GRY. Considérons les différences entre les logarithmes correspondant aux 10 points de la courbe qui nous ont servi au calcul de D_m (fig. 6). La plus basse des valeurs de ces différences correspond à la pente de la courbe approchant le plus de la verticale, donc à la portion de la courbe représentant la fraction prédominante. On note la valeur intermédiaire du logarithme entre les extrêmes qui ont fourni cette différence minimum. Il peut arriver qu'il y ait deux ou plusieurs minimums consécutifs et égaux. Dans ce cas on prend la valeur intermédiaire correspondant à la somme de toutes ces différences égales. Le logarithme trouvé constitue le logarithme du diamètre Δ cherché. On peut apporter une correction, lorsque de côté et d'autre de la différence minimum on trouve des différences à valeur très proche de celle-là: de la somme des différences approchées se rapportant à la partie supérieure on déduit la somme se rapportant à des différences analogues pour la partie inférieure. La différence des deux sommes ne doit pas dépasser 2—4 centièmes de l'unité logarithmique (dans la pratique on prend les logarithmes à deux décimales). On ajoute cette dernière différence avec son signe au logarithme de Δ trouvé

TABLEU III

Indices de texture des sédiments, calculés d'après la méthode Popovăț

No.	Nature du sédiment	D_m	H	Δ	$D_m H$
1	Sable de Kliwa	0,343	93	0,331	31,90
2	» désertique	0,330	98	0,330	32,34
3	» de dune	0,139	79	0,155	10,98
4	» » »	0,151	81	0,155	12,23
5	» fluviatile	0,180	78	0,214	14,04
6	» »	0,226	83	0,269	20,76
7	Loess	0,031	67	0,030	2,08
8	»	0,026	60	0,032	1,56
9	»	0,036	65	0,039	2,34
10	Limon diluvial	0,031	24	0,038	0,74
11	» fluviatile	0,024	41	0,022	0,98
12	Vase lacustre	0,020	63	0,025	1,26
13	» marine	0,011	59	0,0069	0,65
14	Poussière éolienne	0,013	67	0,020	0,87
15	» »	0,021	7	0,068	0,15
16	Marne	0,0036	66	0,0029	0,24
17	Argile	0,0020	41	0,0032	0,08
18	Bentonite	0,0023	39	0,0007	0,09
19	Argile	0,005	81	0,0062	0,41
20	»	0,0009	59	0,00035	0,05

Institutul Geologic al României

en première approximation, et le nombre sera Δ corrigé. La méthode, d'exécution rapide, donne des résultats pas trop éloignés de ceux obtenus par la méthode GRY (comparer les valeurs Δ du tableau III, obtenues de la manière décrite plus haut, et celles du tableau IV, déterminées d'après la méthode de M-me GRY).

Considérons, enfin, le produit D_mH. Il aura une valeur d'autant plus réduite, que la texture du sédiment sera plus fine. On peut admettre, en première approximation, que les sables fournissent des valeurs dépassant 2, les limons 2—1, les silts 1—0,5 et les argiles au-dessous de 0,5. Pour des sédiments de même nature, le produit possède des valeurs voisines. Ainsi, pour le loess, ce produit oscille autour de la valeur 2.

Rappelons, pour mémoire, entre autres méthodes proposées, l'indice k de SCHOKLITSCH (19), le degré de classement de SINDOWSKI (20) et les essais de M. AMAR NATH PURI (16).

CONCLUSIONS

Après avoir établi quelle est la manière la plus rationnelle pour la division des granules en fractions, nous avons passé en revue les méthodes servant à caractériser les sédiments meubles. Nous avons indiqué en quoi consistent ces méthodes et calculé, au moyen des données analytiques se rapportant à quelques sédiments, les indices proposés.

Des résultats inscrits au tableau IV on peut constater, qu'en ce qui concerne les diamètres moyens, les valeurs sont assez rapprochées pour un même sédiment. Très semblables sont, en général, les indices calculés d'après les méthodes BAKER et POPOVĂȚ, ce qui est d'autant plus remarquable que ces deux méthodes sont déduites de considérations absolument différentes. Les indices trouvés au moyen de la méthode NIGGLI dépassent dans presque tous les cas les deux premiers. On ne doit pas comparer les résultats obtenus par ces trois méthodes à ceux des méthodes WENTWORTH (avec la modification due à M. MACAR), et GRY, qui nous fournissent un indice d'autre nature, à savoir le diamètre moyen de la fraction prédominante. Entre les valeurs déterminées au moyen de ces deux dernières méthodes il y a un rapprochement suffisant. Des valeurs intéressantes nous sont données par les sédiments Nos. 13, 15, 16, 18 et 20, pour lesquels les indices calculés d'après ces deux dernières méthodes diffèrent considérablement de ceux calculés d'après les trois premières.

Un coup d'oeil sur les données du tableau V nous montre qu'il ne peut être question de ressemblance entre les valeurs du degré de classement. On constate toutefois un certain parallélisme entre les indices déduits par les méthodes BAKER et POPOVĂȚ, sur lesquels nous revenons avec la remarque

Institutul Geologic al României

que, tandis que les valeurs des premiers sont trop basses, devenant même négatives, les autres sont trop élevées. L'indice *E* (WENTWORTH) ne peut plus avoir de signification après la modification apportée à la courbe, sinon pour des sédiments à texture grossière; c'est ce qui explique pourquoi les valeurs pour les différents sédiments ne présentent pas des variations appréciables. La variation des indices M (GRY) est comparable tantôt à celle des

TABLEAU IV

Diamètres moyens calculés d'après différentes méthodes

No.	Méthode / Symbole / Nature du sédiment	Popovăț D_m	Baker Equiv. gr.	Niggli *d*	Wentworth Φ_m	Gry Δ
1	Sable de Kliwa	0,343	0,334	0,361	0,326	0,307
3	» » dune	0,139	0,147	0,156	0,144	0,170
4	» » »	0,151	0,156	0,173	0,164	0,151
5	» » fluviatile	0,180	0,184	0,211	0,184	0,204
7	Loess	0,031	0,032	0,033	0,030	0,030
8	»	0,026	0,026	0,029	0,028	0,031
9	»	0,036	0,041	0,039	0,033	0,031
10	Limon diluvial	0,031	0,033	0,034	0,032	0,030
12	Vase lacustre	0,020	0,023	0,023	0,023	0,027
13	» marine	0,011	0,012	0,015	0,0066	0,0059
14	Poussière éolienne	0,013	0,014	0,015	0,015	0,020
15	» »	0,021	0,024	0,025	0,065	0,07
16	Marne	0,0036	0,0053	0,0075	0,0025	0,0025
18	Bentonite	0,0023	0,0037	0,0041	0,0005	0,0007
19	Argile	0,005	0,005	0,0058	0,0045	0,005
20	»	0,0009	0,0009	0,0009	0,0003	0,00035

indices *H* (POPOVĂȚ), tantôt à celle des « Grading factors » (BAKER). Les indices originaux calculés d'après BAKER, NIGGLI et WENTWORTH ont été modifiés de telle manière, pour que leur comparaison soit rendue plus aisée.

De ce qui précède, il résulte que pour la détermination des diamètres moyens des granules des sédiments meubles, les méthodes BAKER, POPOVĂȚ et NIGGLI fournissent des valeurs comparables, surtout les deux premières. Pour déterminer le diamètre moyen de la fraction prédominante dans le sédiment, les méthodes GRY et WENTWORTH, avec la modification MACAR donnent des résultats utiles. La méthode WENTWORTH nécessite d'assez longs calculs et, pour les sédiments à texture fine, réclame l'élimination d'une portion de granules qui peut atteindre ou même dépasser la moitié du poids des granules. L'indice Δ, nous l'avons montré, peut être facilement calculé

Institutul Geologic al României

TABLEAU V

Degré de classement calculé d'après différentes méthodes

No.	Méthode / Symbole / Nature du sédiment	Popovăţ H	Baker Grad. fact. multiplié par 100	Niggli $\frac{100}{\alpha}$	Wentworth $\frac{100}{E}$	Gry M
1	Sable de Kliwa	93	74	63	71	81
3	» » dune	79	55	32	63	59
4	» » »	81	57	31	63	58
5	» fluviatile	78	49	26	54	38
7	Loess	67	34	24	48	35
8	»	60	25	21	47	31
9	»	65	41	22	45	34
10	Limon diluvial	24	— 6	12	29	13
12	Vase lacustre	63	41	24	57	47
13	» marine	59	3	17	35	20
14	Poussière éolienne.	67	26	21	52	36
15	» »	7	— 30	10	68	21
16	Marne	66	10	23	41	28
18	Bentonite	39	— 30	6	36	18
19	Argile	81	48	56	65	45
20	»	59	— 9	24	46	29

aussi au moyen de la courbe de sommation. En ce qui concerne les méthodes donnant le degré de classement, aucune ne semble s'imposer à première vue. Ce n'est que la régularité des résultats obtenus jusqu'à ce jour dans l'application de notre propre méthode qui nous la fait préférer aux autres.

Quant à l'utilité des « indices de texture », les opinions sont partagées. Certains auteurs ne reconnaissent pas encore leur importance, tandis que d'autres les emploient couramment. Notre conviction, non infirmée jusqu'ici, c'est qu'ils peuvent rendre des services appréciables. Ce n'est qu'après un très grand nombre de déterminations concernant des roches de toute nature, qu'on pourra tirer des conclusions définitives. Nous sommes certain, dès maintenant, que l'emploi des indices de texture se révélera utile autant pour des buts pratiques (routes, bâtiments, fonderies, etc.), que pour des buts théoriques, entre autres la classification — un premier pas a été fait par M. BAKER pour les sédiments (2) et par nous pour les sols (15) — la détermination des caractères des sédiments, l'évaluation de la force, ou même de la nature des agents de transport et de dépôt, et rendre aux géologues le service de suppléer à l'absence des fossiles dans les sédiments qu'ils veulent comparer.

Reçu: mars 1942.

Institutul Geologic al României

OUVRAGES CITÉS

1. A. ATTERBERG. Die mechanische Bodenanalyse. Verh. II. Agrogeol. Konf., Stockholm, 1910, pp. 5—10.
2. H. A. BAKER. On the Investigation of the mechanical Constitution of loose arenaceous Sediments, by the Method of Elutriation, with special reference to the Thanet Beds of the Southern Side of the London Basin. *Geol. Magazine*, 57, 1920, pp. 363—370, 411—420, 463—467.
3. CARL W. CORRENS. Grundsätzliches zur Darstellung der Korngrossenverteilung. *Zbl. f. Min., Geol. u. Pal.* (A), 1934, pp. 321—331.
4. A. J. EARDLEY. Sediments of Great Salt Lake. *Bull. of the Amer. Ass. of Petroleum Geologists*, 22, 1938, pp. 1305—1411.
5. GEORG FISCHER. Gedanken zur Gesteinssystematik. *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst.* 54, 1933, pp. 553—584.
6. HELGE GRY. Eine Methode zur Charakterisierung der Kornverteilung klastischer Sedimente. *Geologische Rundschau*, 29, 1938, pp. 175—195.
7. THERESIA GUGGENMOOS. Über Korngrössen- und Kornformenverteilung von Sanden verschiedener geologischen Entstehung. *N. J. f. Min., Geol. u. Pal.*, B.-B. 72 (B), 1934, pp. 429—487.
8. A. HOLMES. Petrographic Methods and Calculations. London, 1921, p. 229.
9. F. KÜMEL. Über den Wert der Schlämmanalyse für die Deutung feinkörniger Absätze. *Zbl. f. Min., Geol. u. Pal.* (A), 1938, pp. 70—79.
10. P. MACAR. Analyses granulométriques de sables tertiaires des environs de Liége. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 58, 1934, pp. 22—38 *(Bull.)*.
11. C. E. MARSHALL. Mineralogical Methods for the Study of Silts and Clays. *Ztschr. f. Kristall.* (A), 90, 1935, pp. 8—34.
12. P. NIGGLI. Die Charakterisierung der klastischen Sedimente nach der Kornzusammensetzung. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 15, 1935, pp. 31—38.
13. — Zusammensetzung und Klassifikation der Lockergesteine. Erdbaukurs der Eidg. Techn. Hochschule Zürich, 1938.
14. M. POPOVĂŢ. Indices de texture des sédiments. *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum.*, 18, 1936, pp. 154—159.
15. — Die Charakterisierung der Bodentypen durch Textur-Indices. Bericht über die Tagung der V. Kommission in Wien, 1937, pp. 24—26.
16. AMAR NATH PURI and B. R. PURI. Expressing mechanical analysis and state of aggregation of soils by single values. *Soil Sci.*, 47, 1939, pp. 77—81.
17. G. RITTENHOUSE. A laboratory study of an unusual series of varved clays from Northern Ontario. *Amer. Jour. of Sci.* (5), 27, 1934, pp. 110—120.
18. G. W. ROBINSON. The form of mechanical composition curves of soils, clays and other granular substances. *Jour. Agric. Sci.*, 14, 1924, pp. 626—633.

Institutul Geologic al României

19. SCHOKLITSCH, *in* TH. ZINGG. Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 15, 1935, pp. 39—140.
20. K.-H. SINDOWSKI. Korngrössen- und Schwermineralverteilung in rezenten Strandsanden der mecklenburgischen Ostseeküste. *Zbl. Min. Geol. u. Pal.* (A), 1938, pp. 161—167.
21. K. STOCKFISCH und W. BENADE. Die Charakterisierung der Heilschlamme und verwandter Stoffe... *Mitt. aus d. Preuss. Geol. Landesanst.*, H. 11, 1930, pp. 35—83.
22. CH. K. WENTWORTH. Method of computing mechanical composition types of sediments. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 40, 1929, pp. 771—790.

Institutul Geologic al României



APPENDICES

1. TABLE DE LOGARITHMES DANS LA BASE $\sqrt[3]{10}$

Logarithme	Nombre	Logarithme	Nombre	Logarithme	Nombre
0,01	1,0077	0,34	1,2982	0,67	1,6723
02	0155	35	3082	68	6853
03	0233	36	3183	69	6982
04	0312	37	3284	70	7113
05	0391	38	3387	71	7245
06	0471	39	3490	72	7378
07	0552	40	3593	73	7512
08	0633	41	3698	74	7647
09	0715	42	3804	75	7783
10	0798	43	3910	76	7920
11	0881	44	4017	77	8058
12	0965	45	4125	78	8197
13	1049	46	4234	79	8337
14	1134	47	4344	80	8479
15	1220	48	4454	81	8621
16	1307	49	4566	82	8764
17	1394	50	4678	83	8909
18	1482	51	4791	84	9055
19	1570	52	4905	85	9200
20	1659	53	5020	86	9350
21	1749	54	5136	87	9499
22	1840	55	5252	88	9649
23	1931	56	5370	89	9800
24	2023	57	5488	90	9953
25	2115	58	5608	91	2,0106
26	2209	59	5728	92	0261
27	2303	60	5849	93	0417
28	2397	61	5971	94	0575
29	2493	62	6094	95	0733
30	2589	63	6218	96	0893
31	2686	64	6343	97	1054
32	2784	65	6469	98	1216
33	2882	66	6596	99	1380

Institutul Geologic al României

2. EXEMPLE DES OPÉRATIONS A FAIRE POUR LE CALCUL DES INDICES D'APRÈS LA MÉTHODE WENTWORTH (ADAPTATION D'APRÈS M. WENTWORTH).

Origine provisoire	Fraction	f	d	fd	d^2	fd^2	d^3	fd^3
	0,043 – 0,093	13	– 1	– 13	1	13	– 1	– 13
0 →	0,093 – 0,2	35	0					
	0,2 – 0,43	36	+ 1	+ 36	1	36	+ 1	+ 36
	0,43 – 0,93	6	2	12	4	24	8	48
		Σf 90		+ 48 / – 13 = Σfd 35		Σfd^2 73		+ 64 / – 13 = Σfd^3 + 71

+ 0,39 m_1
+ 1,50 + I
1 89 D_i

1,98 N ·
0,093 × L
0184 mm
ϕ_m

$m_1 = + 0,39$ $m_2 = 0,81$ $m_3 = + 0,79$

m_2 0,81
$-m_1^2$ – 0,15
0,66

T_i $\sqrt{0,66}$

$\log T_i$ $\bar{1},9098$

T_i 0,813 ↔ 1,87 E

m_1 + 0,39
× m_2 0,81
+ 0,316 ×
3
+ 0,948

m_1^3 + 0,059 ×
2
+ 0,118

m_3 + 0,790
– 0,948
– 0,158
+ 0,118
– 0,040

$\sqrt[3]{0,04}$ = –

log = $\bar{1},5340$
– 0,0902
$\bar{1},6242$ ↔ – 0,42 A

Dans ce tableau, log représente le logarithme dans la base 10.

Explications. Dans la colonne *f* on trouve les pourcentages correspondant aux intervalles des fractions de la courbe rectifiée. On choisit une origine provisoire o, ordinairement dans l'intervalle au taux le plus élevé; *d* signifie l'ordre d'éloignement de l'intervalle respectif à l'intervalle origine, en affectant du signe — les intervalles des fractions plus fines que celle de l'origine, et du signe + les intervalles des fractions plus grossières. Les valeurs $\pm m_1 = \frac{\Sigma fd}{\Sigma f}$, $m_2 = \frac{\Sigma fd^2}{\Sigma f}$, $\pm m_3 = \frac{\Sigma fd^3}{\Sigma f}$ sont trouvées en unités d'intervalles.

Calcul de Φ_m. — A m_1 on ajoute I, le nombre d'intervalles aux granules plus fines que dans celui où on a choisi l'origine, plus 0,50, représentant la moitié de l'intervalle d'origine. La partie décimale de D_i (le diamètre moyen en unités d'intervalles) est le logarithme dans la base $\sqrt[3]{10}$ du nombre N (v. appendice 1), tandis que la partie entière représente le nombre d'intervalles situés au-dessus de celui où se trouve l'origine réelle. *L* représente la limite inférieure de l'intervalle de cette origine.

Calcul de E. — On trouve T_i, l'écartement type, en unités d'intervalles. *E* sera le logarithme (base $\sqrt[3]{10}$) de T_i. Si $t_i > 1$, à savoir compris entre $1 < 2$, on multiplie la valeur par 2,15; si T_i se trouve entre $2 < 3$, on multiplie par $(2,15)^2 = 4,67$, et ainsi de suite.

Institutul Geologic al României

Calcul de A. — Suivre les indications du tableau. La valeur de A est — lorsque le centre de gravité se trouve à gauche de l'ordonnée maximum de la courbe de fréquence, et + lorsque cele-ci se trouve à droite.

Remarque. — M. WENTWORTH prend les fractions croissantes vers la gauche sur l'axe des abscisses, tandis que nous, nous les prenons à droite. Cette manière de procéder est non seulement normale, mais présente encore l'avantage de ne plus réclamer l'emploi des inverses des nombres, ce qui est nécessaire dans le procédé de M. WENTWORTH, pour le logarithme (base $\sqrt[3]{10}$) de D_i.

3. EXEMPLE POUR LE CALCUL DES INDICES D'APRÈS LA MÉTHODE NIGGLI

Calcul de d.—	Limite des fractions	$\frac{d_n + d_{n+1}}{2}$	m_n	$m_n \frac{d_n + d_{n+1}}{2}$
d_{max}	0,36			
	0,2	0,28	5,4	1,5120
	0,1	0,15	6,8	1,0200
	0,05	0,075	31,8	2,3850
	0,02	0,035	16,0	0,5600
	0,002	0,011	16,0	0,1760
	0	0,001	24,0	0,0240
			100,0	5,6770 :100
				= 0,057 mm = d

Calcul de d'. — L'indice d' est la limite d'une sous-fraction 0,057—0,05 mm, dont la moyenne est 0,0535. Dans cette sous-fraction il y a 4,4% de granules, qu'on a évalué en proportion de l'étendue de cet intervalle, vu que dans l'intervalle 0,1—0,05 il y a 31,8%. Le produit du pourcentage par la moyenne de l'intervalle dans cette sous-fraction est donc $4{,}4 \times 0{,}0535 = 0{,}2354$. La somme de $m_n \frac{d_n + d_{n+1}}{2}$ pour les granules des fractions au-dessous de 0,05 mm donne 0,7600, à laquelle on ajoute 0,2354, au total 0,9954; en divisant par 60,4%, taux des granules plus fines que 0,057 mm, on trouve $d' = 0{,}016$ mm.

Calcul de d''. — En procédant d'une manière analogue, on trouve la somme des $m_n \frac{d_n + d_{n+1}}{2}$ entre les limites extrêmes 0,057 et 0,36, on divise par $100 - 60{,}4 = 39{,}6$ et on trouve $d'' = 0{,}118$ mm.

Calcul de α. —

$$\alpha = \frac{3\,(0{,}118 - 0{,}016)}{0{,}057} = 5{,}4.$$

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

LES FACIES DU FLYSCH MARGINAL DANS LA PARTIE MOYENNE DES CARPATES MOLDAVES

PAR

I. ATANASIU

SOMMAIRE

Page

Informations préliminaires 149
1. Nappe du grès de Tarcău 152
Grès de Tarcău 152
Éocène supérieur marneux (Couches de Plopu) 154
Oligocène. 156
Grès de Lucăcești 156
Ménilites et marnes bitumineuses 157
Schistes dysodiliques et grès de Kliwa 158
Miocène 158
Les termes inférieurs au grès de Tarcău. 158
2. Nappe de Tazlău (ou nappe intermédiaire) 159
Oligocène. 159
Éocène 161
Base de la nappe de Tazlău 163
Couches d'Audia 164
3. Nappe marginale 167
Éocène 167
Oligocène. 168
4. Nappe submarginale 170
Oligocène. 170
Éocène 171
Crétacé. 171
Miocène 171
Miocène péricarpatique 172
Bibliographie 174

INFORMATIONS PRÉLIMINAIRES

Dans la partie moyenne des Carpates moldaves (départements de Bacău et de Neamțu), la zone marginale du Flysch paraît, de premier abord, assez bien délimitée, par deux lignes tectoniques importantes: vers l'intérieur des Carpates, par le front du grès de Tarcău, marquant le bord d'une zone plus

Institutul Geologic al României

interne et, à l'exterieur, par la ligne de contact anormal entre le Flysch paléogène et le Miocène subcarpatique. Du point de vue tectonique, il semblerait donc qu'il y a à étudier, dans cette nappe marginale, une suite d'écailles ou de digitations normalement sériées, dérivant d'une masse de Flysch d'âge néocrétacé-paléogène, masse qui s'enracine à l'W sous la nappe du grès de Tarcău et qui, vers l'extérieur, a glissé par-dessus le Miocène subcarpatique.

Des études récentes ont toutefois montré que cette image ne correspond pas à la réalité, laquelle est bien plus compliquée (pl. I et II).

On a en effet constaté, en premier lieu, que la nappe du grès de Tarcău a pu recouvrir en certains endroits la zone marginale presqu'entière, arrivant jusque tout près de la zone du Miocène subcarpatique. Plusieurs lambeaux se sont conservés de cette couverture (p. ex., la nappe de Berzunț, au S de Moinești), lambeaux qu'on serait tenté de cataloguer, d'après leur position, dans la nappe marginale, si leur facies ne trahissait pas une origine plus interne.

En deuxième lieu, on a pu établir l'existence, entre la nappe marginale et la nappe du grès de Tarcău, d'une nappe distincte, que j'appelle la « Nappe de Tazlău », dans laquelle, l'Eocène plus particulièrement, présente un facies visiblement intermédiaire entre le facies marginal et le facies du grès de Tarcău. Cette nappe aussi s'avance parfois, très loin vers l'E, jusqu'au voisinage immédiat de la limite du Flysch, tandis qu'en d'autres endroits elle n'apparaît plus, restée probablement en profondeur au-dessous de la nappe du grès de Tarcău.

En troisième lieu, on a constaté que la variation des facies de l'Oligocène est si accusée, qu'une distinction dans cette zone, d'au moins deux nappes est nécessaire: la nappe marginale proprement dite, et une autre correspondant à une zone de sédimentation plus externe, nappe pour laquelle j'ai proposé le terme de « Nappe submarginale ». La plupart du temps, la nappe marginale, decomposée en écailles secondaires, arrive au contact direct du Miocène subcarpatique, masquant entièrement la nappe submarginale. Il n'y a que vers le N, au delà de Valea Bistriței, dans les bassins du Cuejdiu et du Cracău, que la nappe submarginale reste bien découverte.

Enfin, aussi bien dans le bassin du Tazlăul-Sărat que dans ceux des vallées du Slănic, de l'Oituz et de Cașin, on a eu l'occasion de prouver que la sédimentation a continué, dans la zone marginale, au delà de la fin de l'Oligocène, car on trouve — au-dessus du grès de Kliwa et en concordance avec lui — une série assez épaisse de dépôts gréso-marneux passant graduellement à des sédiments à gypse et, probablement aussi, à sel. Ecrasés et laminés entre les écailles de la nappe marginale, ces sédiments « intramarginaux » peuvent facilement être confondus avec les dépôts salins de la zone subcarpathique, et conduire ainsi à des interprétations tectoniques erronées.

On peut rencontrer — en résumé — dans la zone marginale du Flysch des départements de Bacău et de Neamțu:

Institutul Geologic al României

a) Des éléments tectoniques constitués par le Paléogène du type marginal, caracteristique pour cette zone;

b) Des lambeaux de recouvrement dans lesquels l'Eocène est de type interne;

c) Des éléments tectoniques appartenant à la nappe intermédiaire de Tazlău;

d) Des écailles, ou des fenêtres, dans lesquelles affleure la nappe submarginale;

e) Des sédiments salins de Miocène intramarginal (sur les écailles);

f) Des sédiments appartenant au Miocène subcarpatique (en fenêtre).

Si nous tenons en même temps compte du fait que les éléments tectoniques plus internes, comme p. ex. la nappe du grès de Tarcău, peuvent arriver vers l'E jusqu'au bord du Flysch, laissant ainsi derrière eux des éléments dont l'origine est bien plus externe, nous pouvons affirmer que la zone marginale arrive à être, dans cette région, un vrai chaos tectonique, dans lequel l'orientation est extrêmement difficile. Étant donné aussi que le terrain est en grande partie boisé et ne présente dans aucun cas des affleurements qui permette de travailler sur la base de continuités évidentes, nous sommes obligés de nous baser, dans les essais de délimitation et de coordination des éléments tectoniques, presque exclusivement sur les analogies de facies pétrographique de ces éléments.

Pour les terrains les plus caractéristiques qui prennent part à la constitution du Flysch marginal nous conservons, dans ce qui va suivre, la répartition stratigraphique qu'on trouve dans les travaux classiques — et qui est usuelle aujourd'hui encore. Ainsi nous parlons de « Sénonien », « d'Eocène inférieur, moyen ou supérieur » « d'Oligocène » etc. Toutefois nous observons que la correspondance rigoureuse avec les autres terrains qui se placent effectivement dans ces niveaux de l'échelle stratigraphique ne peut pas être sufisamment prouvée, surtout à cause de la pénurie de documents paléontologiques dans le Flysch. De ce fait, les quelques travaux récents qui mettent en doute la classification stratigraphique courante des terrains du Flysch, sont certainement justifiés.

Mais il n'est pas moins vrai qu'on peut utiliser, même pour les travaux de détail, une classification fondée surtout sur la superposition stratigraphique – à la condition que la superposition normale soit établie avec toute la rigueur. Et dans une région aussi mouvementée que celle du Flysch, aucune précaution à ce point de vue, ne doit être considérée comme excessive.

Afin d'éviter les confusions, nous n'hésitons pas à employer de préférence pour les différents termes stratigraphiques du Flysch, les dénominations locales qui ont été introduites par les différents auteurs, précisant le mieux possible le sens de ces dénominations.

Institutul Geologic al României

1. NAPPE DU GRÈS DE TARCĂU

La nappe du grès de Tarcău constitue une unité très développée en surface.

Elle est probablement décomposée en plusieurs écailles secondaires qui n'ont pas été jusqu'à présent bien mises en évidence.

Dans sa constitution, entrent le Paléogène, le Sénonien et les couches d'Audia.

GRÈS DE TARCĂU

L'élément caractéristique de la nappe, c'est le grès de Tarcău. C'est un grès micacé, gris-bleuâtre en cassure fraîche, jaunâtre sur les faces altérées; il est constitué — abstraction faite de la muscovite — dans sa plus grande partie par des grains de quartz, auxquels s'ajoute du feldspath, ainsi que des fragments de micaschistes et de quartzite. Est remarquable surtout, d'après les études de M. FILIPESCU (1, p. 603) et M. WETZEL (2, p. 68), le contenu assez élevé en minéraux lourds: biotite, grenat, zircon, etc. Le grès de Tarcău fait effervescence avec les acides (surtout sur cassures fraîches). Les bancs qu'il forme atteignent plusieurs mètres, admettant entre eux de minces couches marneuses. Dans les écailles les plus externes de la nappe du grès de Tarcău on trouve des intercalations conglomératiques, épaisses de presque 10 m et parfois des conglomérats contenant des blocs de gneiss, de granodiorites, de quartz, dont le diamètre peut dépasser 20 cm (p. ex. aux sources de Pârâul lui Manole—Tazlăul-Sărat). Il est certain que ces conglomérats ne sont pas équivalents avec ceux qu'on trouve, dans les écailles les plus internes, au toit du grès de Tarcău (3, p. 249). Il faut remarquer aussi que dans les écailles internes, le grès de Tarcău contient aussi des intercalations de marnes rouges, ce qui n'est pas le cas pour l'écaille la plus externe qui constitue le front de la nappe du grès de Tarcău.

Les seuls restes fossiles cités en Moldavie, dans le grès de Tarcău sont des petites *Nummulites*, lesquelles d'ailleurs sont assez fréquentes. En Mounténie, dans le grès de Fusaru, MM. I. P.-VOITEŞTI (4) et FILIPESCU (1, p. 555) ont trouvé aussi des Assilines, Orthophragmines et des fragments de Gastéropodes et Lamellibranches.

Le grès de Tarcău est caractéristique, dans les Carpates orientales roumaines, pour la zone médiane du Flysch. Depuis le Teleajen vers le N il s'individualise et se développe de plus en plus, atteignant dans la partie méridionale de la Moldavie une largeur de presque 20 km. Au N de la vallée du Bicaz, cette zone médiane se rétrécit graduellement et disparaît. Plus au N on retrouve le grès de Tarcău en Bucovine, où il forme plusieurs lambeaux synclinaux, surtout dans la zone interne du Flysch. Le grès de Tarcău peut être suivi aussi au delà du Ceremuş, en Pologne, où il forme des massifs importants dans la zone interne (beskidique) du Flysch. Vers l'E, c'est-à-dire vers le

Institutul Geologic al României

bord externe des Carpates orientales, le grès de Tarcău est substitué par un autre facies de l'Eocène.

La dénomination a été introduite par S. ATHANASIU (5, p. XLVII). D'après la diagnose originelle c'est un « grès grossier, qui peut devenir parfois conglomératique, massif ou en bancs très épais; gris-bleu sur cassure fraîche, noirâtre sur les surfaces altérées. Des intercalations de schistes marneux de couleur grise ou noire et de grès en plaquettes sont généralement fréquentes dans sa partie supérieure ». Ce grès était attribué à l'Eocène.

La liste des synonymies pour le grès de Tarcău, au sens large, est assez riche:

Mittlere Karpathensandstein à Prisaca, en Bucovine (6, p. 321).

Grès de Magyaros, dans le bassin de l'Oituz (7, p. 219).

Uzusandstein (Crétacé), dans les vallées de l'Uzu et de l'Oituz (7, p. 208 et légende de la carte géologique).

Godulasandstein (Gault), toujours dans les vallées citées (7, p. 50 et profil, p. 220).

Oithuzersandstein (Crétacé), dans la vallée de l'Oituz (8, p. 200).

Pro parte « Uzersandstein » dans les Carpates orientales (9). PRIMICS comprend sous cette dénomination non seulement des vrais grès de Tarcău, mais aussi des grès crétacés (ex. les grès de Ceahlău).

Non « Uzer-Sandstein » (Crétacé moyen), dans les Carpathes orientales (10, p. 813). UHLIG emploie cette dénomination pour des grès que nous attribuons aujourd'hui au Crétacée (Stânișoara, Ceahlău, Ciucaș, Comarnic).

Pro parte Magorasandstein (Paléogène) dans les Carpates orientales (10, p. 738). Une partie des grès considérés par UHLIG comme grès de Măgura sont des grès crétacés (Ceahlău, Stânișoara, etc.) tandis que une autre partie (Tarhavas) sont des grès éocènes, c'est-à-dire des vrais grès de Tarcău.

Pro parte « Uzu-Schichten » (11, p. 576). Les couches de Uzu de TEISSEYRE sont parfois de vrais grès de Tarcău, mais parfois ce sont aussi d'autres dépôts (des grès schisteux de l'Eocène de la zone marginale, du Sénonien).

« Uzu-sandstein » dans les environs de Poiana-Sărată (Sosmező) (12).

« Grès de Uzu » dans la Moldavie méridionale (13, p. 164).

Pro parte « Grès de Siriu » dans les Carpates orientales (14, p. 333 et 15, p. 503). A Siriu même on trouve des grès éocènes (grès de Tarcău), mais une grande partie de la nappe du grès de Siriu est constituée par des grès crétacés.

« Grès de Fusaru » (14, p. 331; 15, p. 551; 16, p. 787; 17, p. 67). A la courbure des Carpates en Mounténie, et dans la Moldavie méridionale, le grès de Fusaru représente le bord externe du grès de Tarcău et un facies particulier, de passage, entre le grès de Tarcău et l'Eocène marginal.

« Grès de Tarcău » en Moldavie (18, p. 93; 19, p. 41; 3, p. 248; 22, p. 70).

Institutul Geologic al României

« Eocène du type Fusaru-Tarcău » dans la Mounténie orientale (1, p. 554, étude pétrographique détaillé).

Pro parte « Glimmersandstein » dans le bassin du Tazlăul-Sărat, (21, p. 304 et 2, p. 11 et 67—68). Une partie des « Glimmersandstein » sont des intercalations dans l'Eocène de la nappe de Tazlău (échantillon Nr. 15 a, p. 68). A la nappe de Tarcău reviennent les échantillons numérotés 13, 14, 15 et 16, dont l'étude apporte des contributions intéressantes pour la connaissance de ce grès.

On a beaucoup discuté l'âge du grès de Tarcău. Quelques profils que j'ai levés dans de bonnes conditions les dernières années (fig. 1) ont montré qu'au moins dans les écailles les plus externes du grès de Tarcău, le grès massif avec son facies particulier atteint environ 400 m d'épaisseur, et est recouvert par les marnes à intercalations rouges de l'Éocène supérieur; il s'appuie d'autre part sur des marnes calcaires schisteuses, qui peuvent représenter encore une partie de l'Eocène, mais ces marnes englobent certainement aussi du Sénonien, car elles contiennent des *Inocerames* caractéristiques (p. ex. *Inoceramus salisburgensis* F. et K., dans la Valea Largă). Le facies du grès de Tarcău est donc ici attribuable à l'Eocène exclusivement, et se situe au-dessous du niveau des marnes à intercalations rouges.

Il est probable que, plus à l'W, dans les écailles plus internes de la nappe du grès de Tarcău, le facies gréseux envahit aussi l'horizon supérieur marneux de l'Eocène. Nous déduisons ceci du fait que l'on connaît, dans le grès de Tarcău massif, des intercalations marneuses de couleur rouge; dans le grès des écailles externes (Berzunţ, Tazlăul-Sărat), qui représente seulement la partie inférieure au niveau des marnes rouges, ces intercalations sont introuvables. Il est donc compréhensible que, dans les écailles plus internes, l'épaisseur du grès de Tarcău soit encore plus grande. De ce fait on voit que l'acception du terme « grès de Tarcău » peut être variée. Jusqu'à présent on applique cette dénomination à des grès éocènes internes qui surmontent les couches à Inocérames, tant qu'ils gardent un aspect pétrographique plus ou moins constant, même si ce facies envahit aussi les niveaux supérieurs de l'Eocène (marnes rouges) et peut-être aussi de l'Oligocène (grès de Lucăcești, et peut-être même des termes plus supérieurs). Nous voyons donc qu'il est nécessaire de restreindre la dénomination à un certain type de développement. Nous reviendrons sur cette question.

ÉOCÈNE SUPÉRIEUR MARNEUX (COUCHES DE PLOPU)

Le grès supporte, dans la région qui nous préoccupe, un horizon marneux à intercalations rouges, horizon dont l'épaisseur ne semble pas dépasser 70 m. Le passage du grès de Tarcău aux marnes se fait graduellement mais assez rapidement, c'est-à-dire sur une faible épaisseur. On observe, comme inter-

Institutul Geologic al României

calations dans les marnes, des couches minces de grès bleuâtres, finement micacés et relativement durs, présentant toujours sur les faces qui viennent en contact avec les marnes des hiéroglyphes nombreux et variés.

La position stratigraphique de ces marnes dans la nappe du grès de Tarcău est clairement visible le long du ruisseau Plopu, affluent du Trotuș, près Dărmănești, et aux sources du ruisseau Ariniș (Poiana Arșiței), affluent du Tazlăul-Sărat, près Zemeș. Nous préférons choisir comme type l'affleurement de Plopu (fig. 1) puisqu'il est facilement accessible, et nous jugeons opportun d'introduire pour ces couches la dénomination locale de « Couches de Plopu » afin d'éviter la confusion avec d'autres marnes rouges, d'âge éocène, qui ont probablement la même position stratigraphique, mais qui appartiennent à d'autres unités tectoniques. Les « Couches de Plopu » dans l'acception que nous leur donnons ici, sont donc un facies et un terme stratigraphique des écailles externes de la nappe du grès de Tarcău, terme situé au toit de ce grès. Nous avons déjà exprimé la supposition que dans les écailles les plus internes de cette nappe le facies gréseux pourrait envahir aussi l'horizon des « Couches de Plopu »; dans ce cas une séparation de l'horizon ne serait plus possible et le seul indice de son existence seraient les marnes rouges intercalées dans le grès de Tarcău.

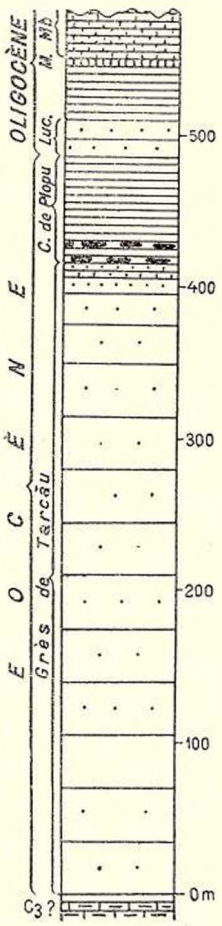


Fig. 1.—Schéma stratigraphique le long du ruisseau Plopu.

Luc., Grès de Lucăcești; M, ménilites; Mb, marnes calcaires bitumineuses

Avec l'acception que nous leurs donnons, les couches de Plopu ont été reconnues par R. Noth et Krejci-Graf (21, p. 305) et dénommées « Bunten Mergel »; ce sont des marnes situées à la base des grès de Lucăcești, dans la nappe du grès de Tarcău. L'étude pétrographique d'un échantillon provenant de Arșița est donnée par W. Wetzel (2, p. 70). Il faut observer que les « Bunten Mergel » ont un sens plus restreint que les « Couches de Plopu », car M. Krejci distingue, entre les marnes rouges et le grès de Lucăcești encore un niveau: le « Flysch-Mergel »-niveau qui devrait correspondre à la partie supérieure de nos couches de Plopu. Toutefois en jugeant tant d'après les coupes géologiques qu'on trouve dans le travail mentionné de MM. Noth et Krejci-Graf, de même que d'après les descriptions pétrographiques et les précisions sur la position dans le terrain, que nous offre le travail de MM. Krejci-Graf et Wetzel, il est évident que le Flysch-Mergel représente un complexe qui comprend aussi la majeure partie des sédiments éocènes de la nappe de Tazlău.

Institutul Geologic al României

Les « marnes micacées, grises, avec 2—3 intercalations de marnes rouges-violacées » que M. le Prof. I. P.-Voitești (23, p. 69), range dans l'Éocène moyen, à la base du grès de Tarcău, sont certainement des marnes du même âge que les couches de Plopu, mais qui appartiennent à une autre unité tectonique (Nappe de Tazlău). Leur position à la base du grès de Tarcău, dans la région à laquelle se réfère M. le prof. I. P.-Voitești (ruisseaux Petrosul-Sec et Petrosul) n'est pas normale; elles sont chevauchées par le grès, et l'apparition de lambeaux de ménilites et de grès de Kliwa sur le plan de charriage qui sépare les deux nappes enlève tout doute possible quant à la position « normale » des ces marnes rouges à la base du grès de Tarcău.

OLIGOCÈNE

Grès de Lucăcești. L'horizon à marnes rouges est suivi par de gros bancs d'un grès quartzeux, blanc-jaunâtre, exempt de mica ou en contenant très peu et disséminé en très fines paillettes, un peu marneux et souvent relativement riche en granules de glauconie. Ce grès présente souvent, du moins macroscopiquement, des analogies avec le grès de Kliwa, au point de pouvoir être confondu avec celui-ci. Il est prudent de ce fait de n'attribuer à cet horizon que les grès qui stratigraphiquement reposent d'une manière évidente sur l'Éocène marneux. L'épaisseur du grès de Lucăcești est d'environ 15 m seulement; elle paraît plus faible ici que dans certaines écailles plus externes.

La dénomination a été introduite par M. I. P.-Voitești (16, p. 787) pour des grès qui, sur la crête de Berzunțu et sur celle qui se dresse entre les ruisseaux d'Asău et de Tazlăul-Sărat, recouvrent les marnes qui surmontent les grès de Tarcău. D'après la diagnose originale ce sont « des grès gris fins, faiblement micacés, qu'on peut facilement confondre avec le grès oligocène de Kliwa ». Pour éviter une confusion possible, nous observons le fait que les grès qui forment de gros bancs dans le ruisseau Lucăcioaia à Lucăcești, ne sont pas des grès de Lucăcești.

Correspond exactement au grès de Lucăcești, ainsi qu'il a été défini par M. le prof. I. P.-Voitești, la dénomination de Lucăcești-Sandstein employée par MM. R. Noth et Krejci-Graf (21, p. 305) pour des grès situés stratigraphiquement au-dessus du grès de Tarcău dans le bassin du Tazlăul-Sărat.

Le grès de Lucăcești se retrouve aussi, comme nous allons le montrer, dans la nappe de Tazlău et dans quelques-unes des écailles les plus internes de la nappe marginale. Dans cette situation il a été reconnu par M. Krejci-Graf (24, p. 56). Les deux échantillons étudiés par M. Wetzel (2, p. 81) se rapportent à des grès de Lucăcești appartenant à la nappe de Tazlău.

Je rapporte le grès de Lucăcești à l'Oligocène, et non pas à l'Eocène, du fait qu'avec lui apparaît dans la série du Flysch un nouveau type de roche

Institutul Geologic al României

qui — par son aspect pétrographique — tient plus de l'Oligocène que de l'Eocène. En deuxième lieu, parce que nous le considérons, du moins en partie, comme un équivalent des couches de Bisericani, couches que nous attribuons à l'Oligocène inférieur.

Ménilites et marnes bitumineuses. Au-dessus du grès de Lucăcești, on trouve des schistes à intercalations de grès schisteux. Dans la coupe de Plopul (fig. 2) à peine à 10 m au-dessus des grès de Lucăcești, on trouve dans ces schistes des écailles de *Melet a.* Les marnes rappellent par leur schistosité, les schistes dysodiliques de l'Oligocène, mais ici elles sont de beaucoup plus argileuses. Un banc de ménilites à peu près constant, d'une épaisseur dépassant parfois 2 m, est surmonté par des marnes bitumineuses (ou schistes calcaires, comme on les appelle encore).

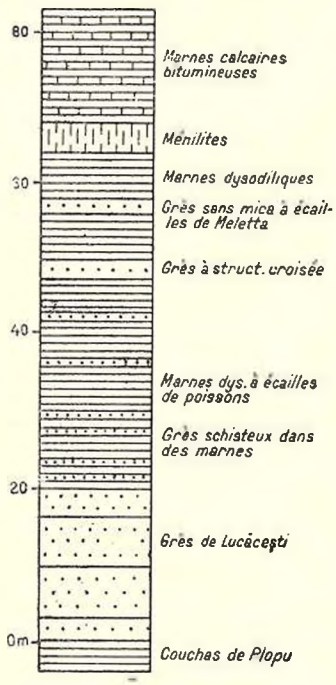


Fig. 2. — Détails de constitution de la partie inférieure de l'Oligocène à Plopu.

Les marnes bitumineuses sont épaisses d'environ 30 m; ce sont des pélites bitumineuses. En cassure fraîche, elles sont de couleur chocolat, tandis que les surfaces exposées sont d'un blanc bleuâtre. Elles offrent assez souvent des restes de poissons et, très rarement (p. ex. Pârâul Jghiabului à Cucueți, Bacău) des mollusques (Cardiacés et autres fossiles qui n'ont pas encore fait l'objet d'une étude). Frappées au marteau, ces roches dégajent toujours une odeur de pétrole.

Pour certains géologues, elle représentent, ensemble avec les ménilites de support, la base de l'Oligocène. Nous-mêmes sommes enclins à les attribuer à l'Oligocène moyen, en laissant dans l'Oligocène inférieur le grès de Lucăcești et, son équivalent stratigraphique, les couches de Bisericani.

Les marnes bitumineuses sont un terme des plus importants de la série sédimentaire du Flysch, car elles gardent, presque inchangé sur de grandes distances, en long et en travers, leur facies si caractéristique. Elles constituent de ce fait un excellent horizon repère.

Je relève encore le fait que, dans certains travaux géologiques, les marnes bitumineuses sont consignées comme couches de Bisericani (21, p. 303 et 25, p. 20). Mais c'est une confusion car les couches de Bisericani, quand elles affleurent, sont inférieures comme position stratigraphique au niveau des ménilites et des marnes bitumineuses. D'après S. ATHANASIU ces marnes

Institutul Geologic al României

faisaient partie de la « Subdivision des schistes ménilitiques », qui supporte la « Subdivision du grès de Kliwa » (13, p. 173). Cette manière de classer les sédiments oligocènes persiste même dans les travaux les plus récents (27, p. 127 et 22, p. 127).

TSCHERMAK (26, p. 332) affirmait l'identité entre les schistes à ménilites des environs de Slănic (Moldavie) et les couches de Şipote de Bucovine, ce qui n'est pas juste. Cette confusion on la retrouve aussi chez TEISSEYRE (11, p. 570). Les « Couches de Şipote » ainsi dénommées par PAUL (6, p. 50 et 59), telles qu'elles apparaissent à Şipote en Bucovine, appartiennent au Crétacé et représentent les dépôts que nous appelons aujourd'hui couches d'Audia.

M. K. KREJCI-GRAF (24, p. 58) a introduit pour les marnes bitumineuses la dénomination de « Kalkschiefer » et sous cette dénomination elles ont été étudiées du point de vue pétrographique par M. WETZEL (2, p. 83 et suiv.); mais les descriptions se rapportent à des échantillons qui proviennent d'autres unités tectoniques (nappe de Tazlău, ou nappe marginale). Les descriptions des mêmes roches dues à M. FILIPESCU (1, p. 610—612) ne se réfèrent, elles non plus, à des roches provenant de la nappe du grès de Tarcău ou du moins de la zone interne car les roches décrites proviennent de l'éperon de Vălenii de Munte. Jusqu'à présent, nous sommes donc insuffisamment informés sur les détails de constitution des marnes bitumineuses appartenant à la nappe du grès de Tarcău.

Schistes dysodiliques et grès de Kliwa. Ces dépôts terminent la série paléogène dans les lames externes de la nappe du grès de Tarcău. Les quelques profils que j'ai levés sont insuffisants pour pouvoir affirmer s'il y a, ou non, une différence essentielle dans la constitution de ces horizons, tels qu'ils apparaissent ici, et ce qu'on voit dans la zone marginale. L'ensemble paraît toutefois moins épais dans la nappe du grès de Tarcău.

LE MIOCÈNE

On n'a pas mentionné jusqu'à présent des dépôts miocènes, concordants avec le grès de Kliwa de la nappe du grès de Tarcău.

LES TERMES INFÉRIEURS AU GRÈS DE TARCĂU

Dans les contrées que j'ai personnellement étudiées de plus près, je n'ai nulle part eu la chance de trouver jusqu'à présent des profils qui montrent la base du grès de Tarcău et ses rapports avec les couches à Inocérames. En tout cas, ce n'est pas dans la région frontale de la nappe qu'un tel profil pouvait être trouvé, car ici le grès de Tarcău est séparé par un plan de charriage; le fait est bien prouvé par certains lambeaux d'Oligocène affleurant, au front de la nappe, à la base du grès de Tarcău.

Institutul Geologic al României

Plus au N aussi (28, p. 309), le contact du grès de Tarcău avec le Sénonien n'est pas normal. Et du fait que sur le Sénonien, là où il n'est pas couvert par le grès de Tarcău, nous trouvons des grès calcaires à Nummulites qui rappellent les grès calcaires de la nappe de Tazlău, nous déduisons que, au moins une partie de la « Zone sénonienne » qui apparaît entre la zone du grès de Tarcău et la zone marginale, pourrait appartenir à la nappe de Tazlău. Si nous hésitons à affirmer cette appartenance avec plus de conviction, c'est à cause du fait que nous ne connaissons pas des intercalations de grès de Tarcău dans l'Eocène de cette zone.

Avec de pareilles doutes, on peut même se demander si quelques-uns des affleurements de Sénonien qui ont été interprétés comme des anticlinaux dans le grès de Tarcău, ne sont pas des fenêtres, dans lesquelles apparaîtrait la nappe de Tazlău. Ainsi, avec les renseignements dont nous disposons, il nous paraît hasardeux de discuter les rapports stratigraphiques entre ce grès de Tarcău et les sédiments que nous appelons couches à Inocérames ou couches de Hangu.

2. LA NAPPE DE TAZLĂU (OU NAPPE INTERMÉDIAIRE)

Cette nappe renferme dans son complexe, aussi bien des dépôts paléogènes, que du Crétacé.

OLIGOCÈNE

Cette subdivision présente le même aspect pétrographique que dans la bordure orientale de la nappe de Tarcău. En tout cas, la succession des horizons est exactement la même, et les horizons gardent essentiellement le même facies. Si certains changements interviennent, ils sont relatifs surtout à l'épaisseur des horizons et à de faibles variations de détail, moins importants pour une caractérisation d'ensemble.

Ainsi le niveau schisteux qui sépare le grès de Lucăcești des marnes bitumineuses et qui contient les grands ménilites a, dans cette nappe, moins de 20 m d'épaisseur, tandis qu'il dépassait les 40 m dans la nappe du grès de Tarcău; mais les ménilites sont de beaucoup plus abondants dans la nappe de Tazlău (fig. 3).

Les descriptions microscopiques No. 58 et 59 de M. Wetzel (2, p. 91) se rapportent à des ménilites provenant de cette nappe. Les ménilites se montrent constitués d'une masse fondamentale de calcédoine, dans laquelle la schistosité est encore marquée par des traînées de taches noirâtres de substance organique et peut-être aussi de sulfure de fer.

Recemment M. Filipescu (29, p. 83), fondé sur le fait que dans l'éperon de Văleni on trouve encore du grès de Tarcău, a exprimé l'opinion que cet

Institutul Geologic al României

éperon ne peut pas être considéré comme un représentant de la nappe marginale mais qu'il appartient à une nappe plus interne. La coexistence du grès de Tarcău avec l'Eocène de type marginal nous laisse supposer qu'il s'agit là d'une nappe intermédiaire, correspondante à peu près à notre nappe de Tazlău. Si ce point de vue est juste, on peut considérer comme valables, pour caractériser les sédiments du facies intermédiaire, les descriptions pétrographiques que M. FILIPESCU donne pour quelques-unes des roches de l'éperon de Văleni. Ainsi les marnes bitumineuses peuvent être parfois des véritables diatomites, dans lesquelles la teneur en CaO et MgO est presque négligeable (0,42 CaO et 0,39 MgO) de sorte que la dénomination de « marnes » devient impropre. On y trouve aussi d'assez nombreux grains de quartz à contour arrondi et des graines de glauconie, de pyrite et de magnétite. La substance organique apparaît sous la forme de taches noires. En dehors des frustules de diatomées, pour la plupart cycliques et pennées, on rencontre encore assez fréquemment des spicules de spongiaires et, rarement, des coquilles de radiolaires (30, p. 2).

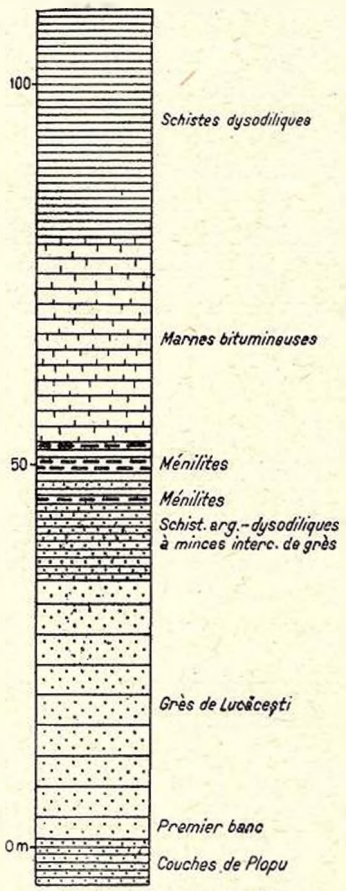


Fig. 3. — La partie inférieure de l'Oligocène dans la nappe de Taslău.

TSCHERMAK (26, p. 332) en étudiant en coupes minces les sédiments oligocènes des environs de Slănic opinait que la silicification qui a donné naissance aux ménilites pourait être rapportée à une végétation à diatomées; c'est un point de vue que les études de M. FILIPESCU ont confirmé: en effet il affirme que « les schistes ménilitiques dérivent probablement uniquement d'une silicification de la terre à diatomées et spicules de spongiaires ».

C'est toujours à M. FILIPESCU (1, p. 608) que nous devons la description la plus récente et la plus détaillée d'un grès de Kliwa, provenant d'une zone de sédimentation probablement correspondante à la zone de sédimentation de la nappe de Tazlău. La description montre qu'au point de vue de sa constitution pétrographique, le grès de Kliwa de cette nappe est presque parfaitement identique aux grès de Kliwa de la zone marginale. En effet, dans les études de MM. D. PREDA et H. GROZESCU (31, p. 587 et 32, p. 220) on trouve des renseignements suffisants pour soutenir cette identité: ainsi, tout comme dans le grès de Kliwa de l'Eperon de Văleni, on trouve, dans le grès

Institutul Geologic al României

de la nappe marginale du département de Bacău, des grains de glauconie, des fragments de roches vertes provenant de l'avant-pays, et de rares paillettes de muscovite et de grains de feldspath; même la «structure en pavé» (Pflasterstruktur), due à la cimentation diagénétique, mentionnée par M. GROZESCU a été retrouvée aussi par M. FILIPESCU. S'il ya quelque différence à relever, alors c'est seulement la présence des diatomées dans les grès de Văleni et peut-être aussi la fréquence un peu plus grande des grains de feldspath dans les mêmes grès. Mais sur le grès de Kliwa nous reviendrons à propos de la nappe marginale.

EOCÈNE

L'Eocène, c'est l'élément caractéristique de la nappe. En effet, nous trouvons dans cette nappe, au-dessous des marnes supérieures à intercalations rouges, un complexe de couches, important d'environ 400 m, complexe constitué par des paquets de grès de Tarcău épais de 60 à 80 m, alternant avec des dépôts éocènes de type marginal. Ces dépôts consistent surtout en grès très calcaires, à structure curbicorticale, et qui forment des bancs épais jusqu'à 60 cm, s'intercalant parmi des marnes grises ou blanchâtres. Il s'y ajoute des calcaires lithographiques gris clair ou jaunâtres, des marnes calcaires d'un blanc grisâtre, à Fucoïdes, (fig. 4) ainsi que des conglomérats verts à éléments de petite taille. Le plus souvent ces conglomérats renferment de nombreux Foraminifères, parmi lesquels on reconnaît des Nummulites et des Orbitoïdes étoilés. Les grès calcaires et les calcaires lithographiques présentent souvent des lentilles de silex. C'est de ce groupe de roches que font partie celles décrites par W. WETZEL (2, p. 70 et suiv.) roches portant les numéros 21, 21a, 22, 23, 24b, 30, 31, 39. De nombreux Foraminifères *(Anomalina, Textularia, Lepidocyclina, Cibicides, Nummulites, Nodosaria)*, des piquants d'Échinoïdes, des algues calcaires et, enfin, des Fucoïdes y ont été remarqués. On y a mentionné aussi des phénomènes de silicification. A cette liste, nous ajoutons, d'après MM. S. ATHANASIU (13, p. 168), KREJCI-GRAF (24, p. 46) et nos propres observations, des dents de Squales, des restes de Lamellibranches *(Ostrea, Pecten)*, des Bryozoaires et des Lithothamniums.

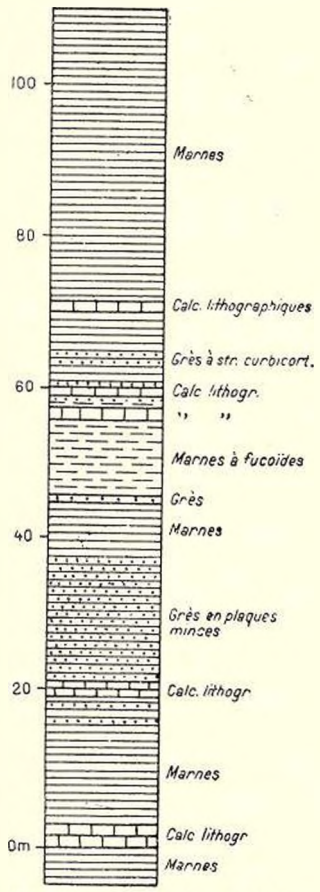


Fig. 4. — Le niveau des marnes à Fucoïdes dans la nappe de Taslău

Institutul Geologic al României

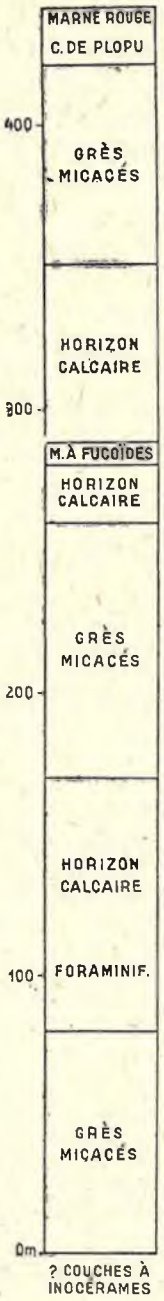


Fig. 5. — L'Eocène intermédiaire.

La dénomination de « Flysch marginal », employée par M. KREJCI-GRAF (24, p. 56; 21, p. 305; 2 p. 12) se rapporte à ces couches. Nous observons seulement qu'elles n'ont pas la position stratigraphique qu'on leur assigne (intercalées entre les marnes rouges et le grès de Lucăcești).

Pour TEISSEYRE (11, p. 573) les intercalations calcaires de cette nappe (qui apparaissent à Moinești p. ex.) revenaient aux « Couches de Târgu-Ocna », dénomination qu'il employait aussi pour l'Eocène à facies marginal.

M. S. ATHANASIU (13, p. 168) range ces couches dans l'Eocène supérieur (Bartonien) et remarque, à Moinești, les intercalations de grès de Moinești.

I. BĂNCILĂ (22, p. 70) niant, dans le bassin de Tazlăul-Sărat, l'existence, pourtant indiscutable, d'un plan de chevauchement à la base de la nappe du grès de Tarcău, veut voir dans l'Eocène de la nappe de Tazlău un facies de « passage graduel de l'Eocène de type marneux à l'Eocène de type gréseux » qui latéralement se trouve en contact normal, au moins avec le grès de Tarcău. Si nous sommes d'accord avec l'idée que l'Eocène de la nappe de Tazlău est un facies intermédiaire, nous ne pouvons pas accepter l'assertion, d'ailleurs nettement démentie par les faits, que le front de la nappe du grès de Tarcău est « simplement une limite de contact de deux facies pétrographiques »

Les paquets de grès micacés intercalés dans ces dépôts sont constitués par des grès pétrographiquement identiques au grès de Tarcău. Dans l'Eocène de la nappe de Tazlău, ces grès forment au moins trois niveaux distincts (fig. 5).

Le terme de « Grès de Moinești », introduit par W. TEISSEYRE (33, p. 234), se réfère à un de ces paquets, qui affleure près Moinești dans Dealul Osoiu; il a à sa base des dépôts à facies marginal, dans lesquels s'intercalent des microconglomérats verts à Foraminifères. Si l'on restreint l'appellation de grès de Tarcău uniquement au complexe gréseux compact que nous rencontrons dans la nappe de Tarcău, on peut garder celle de grès de Moinești pour ce grès micacé, intercalé dans l'Eocène de la nappe de Tazlău. En tous cas, le grès de Moinești ne peut avoir de sens pétrographique mais seulement un sens stratigraphique. Avec le même sens, pourrait être gardé aussi le terme de « Grès de Uzu », dû à HERBICH, si l'on pouvait prouver que, dans les écailles plus internes de la nappe de Tarcău, le facies du grès de Tarcău envahit, aussi l'horizon supérieur, à marnes rouges, de l'Eocène.

Institutul Geologic al României

Il s'ensuit que le grès de Uzu correspondrait à une unité stratigraphique dans laquelle le grès micacé représenterait tout l'Eocène carpatique, autant qu'il existe, Eocène compris entre les marnes à Inocérames à la base et le grès de Lucăcești;

Le grès de Tarcău signifierait l'unité stratigraphique dans laquelle le grès micacé occupe uniquement la partie de l'Eocène comprise entre les couches à Inocérames et les marnes supérieures à intercalations rouges et enfin,

La dénomination de grès de Moinești reviendrait aux grès micacés se trouvant intercalés, en paquets de 40 à 80 m, dans l'Eocène de la nappe de Tazlău.

BASE DE LA NAPPE DE TAZLĂU

Je ne connais aucun profil, qui montre clairement la manière dont se fait le passage de l'Eocène de cette nappe aux couches à Inocérames; c'est le motif pour lequel je laisse momentanément ouvert le problème. Je soupçonne seulement que le passage entre le Crétacé supérieur et l'Eocène est graduel et continu, et qu'une absence du Paléocène et d'une partie de l'Eocène est peu probable.

M. BĂNCILĂ (22, p. 68) mentionne, sur le ruisseau Petrosul Sec (Tazlău) des couches de Tisaru. Du moment que sur quelques très bonnes coupes, nous n'avons pas rencontré ces couches dans le paquet de presque 400 m d'épaisseur de marnes qui contiennent les trois intercalations de grès de Moinești, nous sommes en droit de les ranger dans un niveau plus profond, c'est-à-dire à la base de l'Eocène, ou dans le Sénonien. L'existence des couches de Tisaru dans la nappe de Tazlău n'est pas improbable car plus au N, dans le bassin de la Bistrița elles apparaissent associées à des sédiments qui pourraient appartenir, sinon à la nappe de Tazlău elle même, du moins à une nappe à faciès rapproché, peut-être un peu plus marginal. Pourtant, vu la grande confusion qui règne dans les travaux géologiques à propos de ces couches, nous hésitons encore de donner comme certaine la présence de vraies couches de Tisaru dans la nappe de Tazlău.

Afin de préciser tant que possible, le sens de la dénomination de « Couches de Tisaru » nous donnons un brève aperçu historique.

La dénomination fut introduite par M. S. ATHANASIU (34, p. XXXI) pour un complexe de couches qu'il affirmait plus anciennes que le Bartonien (c'est-à-dire que l'Eocène à type marginal) et probablement que le Sénonien. Ce sont des couches et bancs de silex, rouges, verts et noirs, à minces intercalations de schistes marneux noirs et de grès quartziteux. Les silex sont rubanés. L'endroit typique est dans la vallée de la Putna (Mont Tisaru).

M. S. ATHANASIU les considerait comme un équivalent des couches d'Audia et observait qu'elles apparaissait aussi dans la vallée de l'Oituz.

Institutul Geologic al României

D'après MM. MATEESCU et FILIPESCU (35, p. 128 et 36, p. 156, 158) les restes fossiles qu'on trouve dans les couches de Tisaru sont: des fragments d'Inocérames, des Briozoaires, des Echinodermes, des Spongiaires, des Foraminifères *(Orthophragmina, Nummulites)*, des Radiolaires et des algues calcaires. Pourtant, vu l'acception trop large qu'ils donnent à ces couches et à cause du fait que les descriptions sont données pour l'ensemble, on ne peut pas savoir si ces restes fossiles se trouvent aussi dans les « Couches de Tisaru » *strictu sensu*.

La synonymie qu'on peut établir est la suivante:

« Rothe und grünliche, auch gefleckte Mergel » (dans la vallée de l'Oituz) (7, 199—200).

« Sénonien inférieur » dans la vallée de la Bistrița (18, p. 89).

Non « Couches à *Desmoceras* cfr. *ponsianum* » de la vallée de Sărata, près de Piatra Neamț (18, p. 89); ces couches appartiennent en réalité à l'Eocène marginal et le *Desmoceras* en question provenait des conglomérats verts, où il se trouvait remanié.

« Sénonien inférieur » = Couches de Tisaru, dans la vallée de l'Oituz (19, p. 32, 34, 42).

Pro parte « Couches de Tisaru *s. str.* » dans la vallée de la Putna (35, p. 128). Il est certain que « l'horizon des calcaires gris et des marnes à fucoïdes » qui forme d'après M. MATEESCU la partie supérieure de ses couches de Tisaru *s. str.* n'appartient pas à ces couches.

COUCHES D'AUDIA

Enfin, je ne puis confirmer, ni nier si, dans la nappe de Tazlău aussi, existent, au-dessous des couches à Inocérames, les schistes noirs d'Audia. Dans tous les cas, dans mes courses faites dans les régions où la nappe a son développement typique je n'ai pas encore rencontré de tels schistes. Mais ils sont connus plus au nord, dans la vallée de la Bistrița, dans la large zone de couches à Inocérames qui longe le front de la nappe du grès de Tarcău. Et puisque je suppose que cette zone correspond au point de vue du faciès, au moins en partie, à la nappe de Tazlău, je donnerai ici les quelques informations nécessaires pour préciser le sens des couches d'Audia.

La dénomination a été introduite par M. SAVA ATHANASIU (37, p. XLIX) pour des: « Schistes noirs siliceux, grès quartziteux et silex noirs, marnes siliceuses et parfois schistes marneux rouges, apparaissant toujours dans l'axe des anticlinaux formés par le Bartonien et qui sont bien visibles à Audia, près du confluent du ruisseau Hangu et de la Bistrița ». Sont attribuées au Bartonien inférieur.

En 1913 toujours M. S. ATHANASIU (34, p. XXXVII—XXXIX) leur assigne l'âge barrémien, d'après la position stratigraphique visible dans la

Institutul Geologic al României

vallée de la Moldova entre Câmpulung et Sadova. Ce qu'il considerait en 1908 comme « Bartonien » c'était en réalité du Sénonien.

A la diagnose de M. S. ATHANASIU il faut ajouter la présence dans les couches d'Audia des lentilles de sphaerosidérites et des grès à glauconie.

Les restes fossiles cités dans les couches d'Audia sont: *Hoplites (Neocomites) castellanensis* d'ORB. à Iacobeni (Caszon), *Hoplites (Neocomites) neocomiensis* d'ORB. à Covasna (7, p. 188 et 204) et les restes d'Ammonites indéterminables trouvés près de Piatra Neamț et en Bucovine (38, p. 483). D'après M. FILIPESCU (38, p. 482 et 39, p. 95), on y trouve aussi des Foraminifères (entre autres aussi *Rosalina stuarti* J. DE LAP.), des Radiolaires, des Spongiaires, des Échinodermes, des Mollusques, des Brachiopodes, etc. Mais puisque quelques-unes au moins des roches contenant ces formes ne sont pas des schistes noirs typiques, et du moment qu'on sait que pour M. FILIPESCU (29, p. 8) les schistes noirs font parties du « mélange de marnes rouges à *Rosalina*, avec des marnes d'un gris noirâtre à Fucoïdes qui constituent le Sénonien », on peut douter si tous les organismes mentionnés se trouvent effectivement dans les vrais schistes noirs.

Les couches d'Audia supportent assez souvent, probablement en concordance, des sédiments considérés d'âge aptien. Ce fait, et leur ressemblance pétrographique avec les couches de Wernsdorf (40, p. 353), ont été des arguments qui nous ont déterminé (18, p. 77), de considérer comme juste l'opinion de M. S. ATHANASIU, quant à leur âge.

Récemment MM. PREDA et BĂNCILĂ (41, p. 62 et 38, p. 96) spéculant surtout la position stratigraphique des schistes noirs par rapport au grès de Tarcău, et M. FILIPESCU en se fondant sur la présence, discutable d'après nous, de *Rosalina stuarti* dans ces couches, veulent voir dans les schistes noirs un faciès du Sénonien des Carpates orientales. J'observe pourtant qu'au moins dans la nappe de Tazlău (en y comprenant aussi le « Sénonien » de la vallée de la Bistrița) et dans les nappes marginales, même les plus profondes (ex. nappe submarginale), les couches à Inocérames subsistent et couvrent toujours les schistes noirs. En nous rapportant donc à ces nappes, nous pouvons affirmer que les schistes noirs sont un terme stratigraphique indubitablement plus ancien que les couches à Inocérames.

Les couches d'Audia sont connues en Roumanie dans le Flysch des Carpates orientales, depuis la vallée du Buzău (Mounténie orientale) jusque dans la vallée du Ceremuș, où elles passent en Pologne et en Slovaquie. Dans le Flysch des Carpates orientales les couches d'Audia sont assez développées le long de la bordure orientale de la zone interne, où elles chevauchent la zone sénonienne. Vers l'W, c'est-à-dire en approchant l'axe de la chaîne, les couches d'Audia, sont probablement remplacées par un facies gréseux. Dans la zone marginale, les couches d'Audia apparaissent rarement, et alors comme des percements dans l'axe des anticlinaux.

Institutul Geologic al României

Les couches d'Audia ont reçu des dénominations très variées:

Schipoter Schichten, à Şipote Kamerale en Bucovine (6, p. 50, 59 et carte géologique).

Pro parte «Ropiancaschichten» à sphaerosidérite, dans la partie méridionale de la Bucovine (Prisaca, Sadova, Negrileasa) (6, p. 55 et carte). Les couches visibles à Şipote, attribuées par PAUL à l'Eocène (Obere Karpathensandstein) et les couches de Ropianca à sphaerosidérite, attribuées par le même savant au Crétacé inférieur, sont en réalité la même chose.

Sphaerosideritzüge in Unter, dunkelgrauer Kreide Karpathensandstein, à Iacobeni (Kaszon) et à Covasna (7, p. 177, 188, 204). Attribuées au Crétacé inférieur.

Schwarze Schiefer, Schipoter Sch. PAUL's, à Negrileasa, Tabăra, Găinești (10, p. 222). Attribuées à l'Eocène.

Barrémien (Schistes noirs, facies particulier du Barrémien) dans le bassin de la Bistrița (Moldavie) (18, pp. 77—81).

Le facies «Schistes noirs» du Sénonien carpatique (38, p. 494).

«Sénonien noir» dans la vallée du Buzău, au confluent du ruisseau Crasna (29, p. 81).

En dehors du bassin du Tazlău-Sărat, la nappe de Tazlău est connue aussi à Moinești et, plus au S, dans les vallées du Slănic et de l'Oituz. Son développement et son extension vers le N sont moins connus; on n'a pas des données suffisantes même sur le bassin du Tazlău-Mare; d'autant moins sur la vallée de la Bistrița, et le N de la Moldavie.

Il est logique d'admettre que l'Eocène marginal à intercalations de grès micacés de type interne, tel qu'il apparaît dans la nappe de Tazlău, représente un segment du bassin sédimentaire dans lequel, vers l'W, se déposait exclusivement le sable micacé qui a donné le grès de Tarcău, tandis qu'à l'E se formaient les dépôts marno-calcaires de l'Eocène du type marginal; entre ces deux termes extrêmes, il y avait des passages graduels, dans le sens que, les sédiments marno-calcaires admettaient, vers l'W, des intercalations de plus en plus fréquents de grès micacés. Certaines zones de cette région de passage, comme par exemple celle intéressée dans la formation de la nappe de Tazlău, comprenaient donc des facies intermédiaires. Il s'ensuit la possibilité que, dans cette même nappe, au cas où le plissement originel n'a pas suivi d'une manière exacte la zone sédimentaire respective, apparaissent des différences appréciables dans le sens axial, en ce qui concerne la constitution de l'Eocène; que, dans un certain sens, ce soit le grès micacé qui prédomine et, dans un autre, les sédiments marno-calcaires. Il est possible aussi, que des nappes ou écailles, plus internes ou plus externes que la nappe de Tazlău, soient originaires de ces régions intermédiaires. Ces éléments

Institutul Geologic al României

tectoniques pourront avoir donc un Eocène également de type intermédiaire, mais dans lequel le rapport entre les grès micacés et les sédiments marno-calcaires pourra être un autre que celui constaté dans la nappe de Tazlău. Je crois que toutes les unités tectoniques, dans lesquelles l'Eocène présente ce caractère mixte, pourraient être groupées sous le nom de « Nappes intermédiaires ».

L'extension vers l'E, à certains moments, du facies gréseux-micacé doit être sans doute liée à des mouvements de l'écorce qui ont eu lieu à l'W de la zone de sédimentation de l'Eocène, dans le territoire carpatique; c'est de ces régions que provient aussi — en jugeant d'après son facies — le matériel détritique qui constitue le grès micacé. En considérant uniquement ce que l'on peut observer dans le périmètre du grès de Tarcău, où le grès est presque complètement libre d'intercalations pélitiques, l'impression nous reste que ces mouvements ont toujours eu le même sens positif. Tout au plus certaines intercalations conglomératiques plus importantes trahiraient une accélération du rhytme de mouvement. La constitution de l'Eocène des nappes intermédiaires montre toutefois que ces mouvements ont pu être interrompus, ou même qu'il y a eu des oscillations en sens inverse, négatif, durant lesquelles le facies de grès micacé était substitué par une sédimentation vaseuse-calcaire.

3. NAPPE MARGINALE

La nappe marginale consiste en une série d'écailles, les unes bien individualisées du point de vue tectonique, les autres moins.

Nous savons que la nappe marginale est formée — comme terme le plus ancien — par les schistes noirs d'Audia, suivis par le Sénonien représenté par les couches à Inocérames, puis le Paléogène et, enfin par un Miocène à facies particulier, que nous pouvons qualifier de Miocène « intramarginal ».

ÉOCÈNE

L'élément spécifique de la nappe marginale, élément qui la différencie par rapport à la nappe de Tarcău et la nappe intermédiaire de Tazlău, c'est l'Eocène. Cet Eocène est exclusivement constitué par des dépôts marno-calcaires, exempts d'intercalations de grès micacé du type du grès de Tarcău. Les dépôts marno-calcaires ont à peu près exactement le même aspect que les intercalations marno-calcaires de l'Eocène de la nappe de Tazlău, intercalations que nous venons de décrire; il est donc inutile d'y revenir. S'il y a quelque différence à relever, c'est que les grès calcaires à facture curbicorticale sont moins fréquents, étant remplacés plutôt par des calcaires siliceux rappelant beaucoup les calcaires lithographiques. La description pétrographique

Institutul Geologic al României

que donne M-lle M. FROLLO (42, p. 77) se rapporte à de pareils calcaires, dans lesquels elle constate la présence de spicules d'Éponges, des fragments de Bryozoaires, des Nummulites et quelques autres Foraminifères. Les accidents siliceux qui « apparaissent nettement distincts, de couleur presque noire, sont disposés en lits discontinus, parallèles à la stratification ».

C'est pour cet Eocène marginal que COBĂLCESCU a introduit la dénomination de « Couches inframénilitiques » (43, p. 67), dénomination usité aussi par M. PREDA (31, p. 578).

TEISSEYRE (11, p. 54, Couches de Târgu-Ocna) en donne une description détaillée, dont il ressort que sous le nom de « Couches de Târgu-Ocna » il englobe aussi le facies intermédiaire à intercalations de grès de Moinești; comme contenu stratigraphique, reviennent à ces couches tout l'Eocène, inclusivement les marnes à intercalations rouges, et le Sénonien.

Pour M. S. ATHANASIU (13, p. 167) l'Eocène de type marginal, avec les sédiments sénoniens qui se trouvent à sa base, c'était le « Bartonien », qui devrait être supérieur, comme position stratigraphique, au grès de Tarcău, classé dans l'Eocène moyen. Plus tard, après la découverte des Inocérames, due a BOTEZ (44, p. 48), M. S. ATHANASIU sépare comme sénoniens au moins les marnes à Fucoïdes qui apparaissent dans les anticlinaux des grès de Tarcău (p. ex. ceux de Poiana Uzu, 34, p. XXI). Toujours d'après M. S. ATHANASIU (La zone du Flysch dans la vallée de la Bistrița entre Pângărăciori et Piatra-Neamț, étude exposée à l'Institut Géologique de la Roumanie dans la séance de 28 mai 1921; non publiée) les Couches de Doamna devaient comprendre, dans les Carpates orientales, les dépôts d'âge sénonien inférieur, à *Desmoceras ponsianum*. Plus tard on établit que ces couches appartiennent à l'Eocène marginal, *Desmoceras ponsianum* étant remanié dans des conglomérats verts intercalés dans cet Eocène (45, p. 331).

A la partie supérieure de l'Eocène, existe ici aussi l'horizon marneux à intercalations de couleur rouge.

OLIGOCÈNE

L'Oligocène présente dans la nappe marginale, dès sa base, une appréciable différenciation dans les écailles qu'on peut y distinguer. Ainsi dans les écailles occidentales (p. ex. Piatra Șoimului près Zemeș, Bacău), là où la base de l'Oligocène est visible, elle est représentée par le grès de Lucăcești, tout comme dans les nappes plus internes. Dans des écailles plus orientales, le grès de Lucăcești n'apparaît plus; à sa place on trouve les couches de Bisericani.

Puisque ce facies particulier de la partie inférieure de l'Oligocène dans la zone marginale du Flysch des Carpates orientales a occasionné maintes confusions, nous trouvons nécessaires quelques précisions.

Institutul Geologic al României

La dénomination a été introduite par M. S. ATHANASIU (La Zone du Flysch dans la vallée de la Bistrița entre Pângărăciori et Piatra-Neamț, étude exposé à l'Institut géologique de Roumanie dans la séance de 28 mai 1921; non publié), pour un: « Complexe parfaitement homogène constitué par des marnes schisteuses, noires, micacées et relativement sablonneuses, avec minces intercalations de grès fins siliceux » (45, p. 332). Sont attribuées à l'Oligocène seulement d'après leur position stratigraphique, car jusqu'à présent on n'y connaît pas des restes fossiles.

Les affleurements des couches de Bisericani sont liés à la zone marginale du Flysch. Elles existent vers le Nord au moins jusque dans la vallée du Ceremuș, à la frontière de la Pologne. Vers le Sud elles disparaissent probablement quelque part dans la partie méridionale de la Moldavie, car en Mounténie on ne les a pas reconnu jusqu'à présent.

Dans les Carpates orientales de la Roumanie on n'a presque jamais séparé les couches de Bisericani de l'Eocène. L'Eocène tel que nous le trouvons compris dans presque tous les travaux concernant le Flysch marginal de cette région comprend, à sa partie supérieure, les couches de Bisericani.

Les « Couches de Bisericani » mentionnées, dans la vallée du Tazlăul-Mare (25), et dans le bassin du Tazlăul-Sărat (21, p. 303) ne correspondent pas aux vraies couches de Bisericani.

Les horizons supérieurs, c'est-à-dire l'horizon des ménilites et des marnes bitumineuses, l'horizon des schistes dysodiliques, et celui du grès de Kliwa, se retrouvent également dans toutes les écailles mais, ici aussi, on peut remarquer certaines différences, parmi lesquelles l'apparition de conglomérats à éléments verts dans les grès de Kliwa est à relever.

Les écailles occidentales, celles dont la base est faite par le grès de Lucăcești, ont leur partie supérieure constituée par des grès de Kliwa typique, montrant semble-t-il des épaisseurs supérieures à celles remarquées dans les nappes plus internes.

Dans ces écailles le grès de Kliwa est un grès blanc constitué presque exclusivement par des grains de quartz très petits et d'une homogénéité presque parfaite. L'altération de la glauconie et des fragments de roches vertes fournit les oxydes de fer qui salissent parfois la roche en lui donnant la couleur jaune ou brun clair (rouille). Intercalé en couches peu épaisses entre les schistes dysodiliques à *Meletta crenata*, le grès blanc se développe de plus en plus vers la partie supérieure de la série, où il forme des bancs massifs de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. En même temps les intercalations de schistes dysodiliques diminuent graduellement de puissance, jusqu'à complète disparition.

Sont synonymes avec le grès de Kliwa les dénominations suivantes:

W a m a-S a n d s t e i n, à Vama en Bucovine (6, p. 318) attribué au « Grès carpatique inférieur, d'âge crétacé ».

Institutul Geologic al României

Weisser Sandstein der Menilitgruppe à Poiana-Sărată (Sosmezö) (7, p. 251 et 293), comparé par HERBICH lui-même avec le grès de Wama, et attribué au Crétacé supérieur.

Gelblicher Sandstein à Slănic et Târgu-Ocna (26, p. 317, 322, 333).

Grès de Măgura, oligocène, à Târgu-Ocna (43, p. 62, 70).

Tisești-Sandstein dans le district de Bacău (33).

Dans les écailles orientales, apparaissent d'abord, dans le grès de Kliwa, seulement des blocs de taille relativement petite, de roches vertes; mais plus à l'E on observe dans le grès de Kliwa des bancs très puissants, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, constitués par des conglomérats de blocs parfois très gros, de roches vertes, de calcaires à grandes Nummulites et de quartz (p. ex. Muntele Uture près Solonț, Bacău). En même temps, apparaissent des intercalations de conglomérats verts, plus ou moins épaisses, aussi dans les schistes dysodiliques. Ces apparitions d'éléments exotiques dans l'Oligocène sont un indice de la proximité de la zone submarginale.

Parfois on rencontre dans la nappe marginale des sédiments salins, à gypse, qui surmontent le grès de Kliwa. De pareils sédiments sont assez clairement visibles dans les vallées de l'Oituz et du Slănic (Moldavie). Dans la vallée de l'Oituz ces sédiments forment la cuvette de Hârja—Poiana-Sărată qui repose sur le flanc oriental d'un anticlinal formé par le Paléogène marginal (19, p. 53). Dans la vallée du Slănic, le long du ruisseau Pufu, on voit les mêmes sédiments succédant au grès massif de Kliwa; ce sont les dépôts que MM. MACOVEI et PREDA ont séparés sur la carte géologique Tg.-Ocna—Slănic—Dofteana comme Burdigalien—Helvetien de la nappe marginale (46). Des dépôts de même nature sont probablement aussi quelques-uns des sédiments à gypse que nous connaissons dans la partie supérieure du bassin de Tazlăul-Sărat, dans les environs de Chilii (Păr. Clipa, Păr. Socăriei, Păr. Comanului). Pour ces sédiments nous croyons adéquate la dénomination de « Miocène intramarginal »; en les dénommant ainsi on les distingue des autres sédiments miocènes qui apparaissent dans le territoire couvert par la nappe marginale, et qui n'appartiennent pas à cette nappe — mais sont visibles seulement dans des fenêtres.

4. NAPPE SUBMARGINALE

OLIGOCÈNE

J'ai déjà montré à une autre occasion (47) que l'unité la plus externe du Flysch marginal, c'est une nappe qui diffère de la nappe marginale par la constitution de son Oligocène: à partir du niveau des marnes bitumineuses vers le haut, cet Oligocène est presqu'exclusivement représenté

Institutul Geologic al României

par des conglomérats de roches vertes, à éléments parfois gigantesques, auxquels s'ajoutent des calcaires nummulitiques et des quartzites. Il n'y a que les faibles intercalations de schistes dysodiliques ou de grès de Kliwa qu'on y observe, qui rappellent le facies typique de l'Oligocène marginal.

Au-dessous des marnes bitumineuses, se trouvent des ménilites et les couches de Bisericani. Aussi bien dans les marnes bitumineuses que dans les couches de Bisericani, on observe — rarement, il est vrai — des blocs de roches vertes.

ÉOCÈNE

L'Eocène présente, à la partie supérieure, l'horizon à marnes rouges, le reste étant constitué par des dépôts marno-calcaires, comme dans la zone marginale. On observe toutefois ici une prédominance des bancs calcaires sur les marnes, ainsi que l'apparition de bancs épais de conglomérats, dans lesquels les éléments verts peuvent atteindre les dimensions du poing.

CRÉTACÉ

Le Sénonien et des schistes noirs, semblables aux couches d'Audia apparaissent aussi dans cette nappe (47, p. 324) mais les affleurements qui nous sont connus sont trop restreints pour nous permettre quelques généralisations.

MIOCÈNE

Cette nappe possède un Miocène inférieur qui lui est propre, caractérisé par l'abondance des fragments de roches vertes. Le « Miocène vert » est constitué par des schistes de couleur verte à intercalations assez fréquentes de grès, de microconglomérats et de conglomérats de roches vertes, plus rarement de gypses. Il parrait succéder, en continuité stratigraphique, aux conglomérats de l'Oligocène inframarginal; du moins c'est cette impression qu'on a lorsqu'on étudie le rapport entre l'Oligocène et le Miocène de la nappe submarginale le long des ruisseaux Almașul et Mangalagiu près Bălțătești (Neamț). De tels dépôts affleurent encore beaucoup plus au Sud (département de Bacău), dans les ruisseaux dits Slatina, Jghelosul et Valea Sărății, près Solonț, et c'est probablement que de cette série proviennent les échantillons No. 85, 86 et 87 décrits par M. WETZEL (2).

D'après la description présentée par M. GROZESCU (32, p. 229), le Miocène vert semble correspondre au moins en partie aux couches qu'il a appelées couches d'Antal (grès et conglomérats verts). Nous devons cependant remarquer le fait que, dans le ruisseau Antal (à Nadișa), comme aussi dans la majorité des endroits où les couches d'Antal sont consignées sur la carte,

Institutul Geologic al României

nous trouvons aussi des dépôts qui ne diffèrent en rien du Miocène péricarpatique, gris. C'est pourquoi nous sommes enclins à croire que l'auteur a entendu comprendre dans les couches d'Antal, non seulement le Miocène vert, mais aussi ce que nous séparons comme Miocène gris. Cette association nous semble cependant peu indiquée, non pas uniquement du fait que le facies pétrographique est, dans les deux séries miocènes, suffisamment distinct pour pouvoir facilement les séparer, mais aussi parce que leur tectonique semble toute autre: tandis que le Miocène gris apparaît fortement et intimement disloqué et broyé, le Miocène vert se présente en gros bancs compacts, à tectonique plus ample, tectonique qui rappelle bien plutôt celle du Paléogène marginal ou submarginal que celle du Miocène gris. Les choses étant ainsi, nous hésitons d'utiliser le terme de « Couches d'Antal », ayant l'impression que ce que M. GROZESCU a groupé sous ce nom est hétérogène.

J'ai proposé pour cette unité tectonique le terme de « Nappe submarginale ». Elle est bien visible au N de Valea Bistriței, en particulier dans le bassin du Cracău. Vers le S, elle est très probablement dépassée par la nappe marginale; masquée par celle-ci, elle reste cachée en profondeur; tout au plus apparaît-elle, très laminée, le long de la ligne de contact entre le Flysch et le Miocène. Je soupçonne que, dans la région de Solonț, certain écailles de schistes dysodiliques accompagnées de roches vertes, apparaissent dans le Miocène qui sépare l'écaille du mont Uture des écailles plus occidentales, appartiennent à cette nappe submarginale. A la même nappe reviennent probablement aussi les conglomérats verts qui bordent le front de la nappe marginale en Bucovine.

MIOCÈNE PÉRICARPATIQUE

L'absence d'affleurements convenables où l'on puisse étudier le Miocène sur des profils stratigraphiques avec des hauteurs suffisantes, se remarque presque partout dans les Carpates orientales; le Miocène y est en effet très disloqué et broyé. Y font défaut surtout les coupes susceptibles de montrer les rapports entre le Miocène et le Paléogène, et cela à cause du fait que le Flysch de la nappe marginale vient en contact anormal avec le Miocène péricarpatique; la nappe chevauche ce Miocène. De ce fait, la stratigraphie du Miocène péricarpatique de la Moldavie est encore loin d'être précisée.

Le Miocène pericarpatique, qu'on pourrait aussi dénommer Miocène gris, est représenté par une série argilo-marneuse à couleur prédominante grise, série dans laquelle s'intercale habituellement des grès fins, micacés, de couleur bleuâtre. Lorsque les grès sont plus développés et plus abondants, ils sont grossiers, jaunâtres, et présentent en surface des points blancs. On y remarque souvent, et également en intercalations, de minces bancs de marnes rouges et de grès à ciment de gypse et même des bancs de gypse

Institutul Geologic al României

compact. Les marnes semblent contenir parfois des Foraminifères. C'est à un grès provenant de ce complexe, que se rapporte la description No. 95 (Dealul Crețului, Solonț), due à M. W. WETZEL (2). Il est à remarquer le fait que, dans ce Miocène gris, les intercalations de conglomérats de roches vertes sont absentes.

Le Miocène gris forme la plus grande partie de la zone péricarpatique, du moins dans le département de Bacău et de Neamț et il semble qu'il peut être considéré comme l'autochtone de la nappe marginale.

Quelques coupes que j'ai étudiés en certaines régions carpatiques laissent croire que le Miocène vert constitue, du moins dans les endroit où les bouleversements de nature tectonique n'interviennent pas, le soubassement immédiat des marnes grises. Le fait ne nous a pourtant pas semblé, nulle part dans les coupes suivies, suffisamment concluant pour pouvoir compter cette superposition comme indiscutablement établie. Si cependant elle pouvait être effectivement prouvée, nous devrions alors considérer les marnes grises comme un des éléments de la nappe submarginale, et distinguer, dans le Miocène de cette nappe, un horizon inférieur représenté par le Miocène vert et un horizon supérieur constitué par le Miocène gris.

Reçu: Juin 1942.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. M. FILIPESCU. Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, Bucureşti, 1936.
2. K. KREJCI-GRAF u. W. WETZEL. Die Gesteine der rumänischen Erdölgebiete. *Archiv f. Lagerstättenforschung*, H. 62, Berlin, 1936.
3. G. MACOVEI et I. ATANASIU. La zone interne du Flysch... *Guide des excursions de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpates*, Bucarest, 1927.
4. I. P. VOITEŞTI. Contribution à l'établissement de l'âge du Paléogène du facies de Fusaru. *Rev. Muz. geol. Cluj*, T. II, Cluj, 1927.
5. S. ATHANASIU. Raport anual. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, Bucureşti, 1907.
6. K. PAUL. Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, Bd. 26, Wien, 1876.
7. F. HERBICH. Das Szécklerland. *Mitt. d. k. ung. geol. Anst.*, Budapest, 1878.
8. K. PAUL u. E. TIETZTE. Neue Studien in d. Sandsteinzone d. Karpathen, *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, Bd. 29, Wien, 1879.
9. PRIMICS. Die geologischen Verhältnisse der Ostkarpathen. *Magy. tud. Akad. Értekezések*, XIV, Budapest, 1884.
10. V. UHLIG. Bau u. Bild der Karpathen, Wien, 1903.
11. W. TEISSEYRE. Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, Bd. 46, Wien, 1898.
12. I. BÖCKH. Die geol. Verhältnisse von Sosmező. *Mitt. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, Bd. XII, Budapest, 1899.
13. S. ATHANASIU. Esquisse géologique des régions pétrolifères du district de Bacău. *Guide des excursions du III-ème Congr. int. de Pétrole*, Bucarest, 1907.
14. I. P. VOITEŞTI. Nummulitique gétique. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. III, Bucarest, 1911.
15. L. MRAZEC et I. P. VOITEŞTI. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. V, Bucarest, 1914.
16. I. P. VOITEŞTI. Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. *Analele Minelor*, Vol. IV, Bucarest, 1921.
17. D. PREDA. Géologie et tectonique de la partie orientale du district de Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. X, Bucarest, 1925.
18. G. MACOVEI et I. ATANASIU. Structure géologique de la vallée de Bistriţa..., *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. VIII, Bucarest, 1929.
19. G. MACOVEI et I. ATANASIU. Câteva date asupra constituţiei geologice a zonei Flişului în regiunea văilor Slănicului şi Oituzului. *D. d. S., Inst. Geol. Rom.*, Vol. XI, Bucureşti, 1923.
20. D. PREDA et I. ATANASIU. La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotuş. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. X, Bucarest, 1927.

Institutul Geologic al României

21. R. NOTH u. K. KREJCI-GRAF. Tektonische Beobachtungen am Deckenrande der Moldau. *N. I.*, Beilage LXII, Abt. 13, 1929.
22. I. BĂNCILĂ. Observations géologiques sur la zone marginale du Flysch dans la vallée du Tazlăul-Sărat. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIII, Bucarest, 1940.
23. I. P. VOITEŞTI. Descrierea geologică a regiunilor petrolifere Zemeş, Tazlăul-Sărat, şi Stăneşti-Solonţ. *Analele Minelor*, Vol. I, Bucureşti, 1918.
24. K. KREJCI-GRAF u. W. WEILER. Fische aus dem rumänischen Tertiär. *Senckenbergiana*, Bd. 10, Frankfurt a. M. 1928.
25. H. GROZESCU. La géologie du bassin supérieur de Tazlăul-Mare. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XII, Bucureşti, 1927.
26. G. TSCHERMAK. Der Boden und die Quellen von Slanik. *Miner. u. petrogr. Mitteilungen*, III, Wien, 1881.
27. D. ŞTEFĂNESCU. La zone du Flysch carpatique en Bucovine. *Bull. Soc. roum. de géologie*, vol. III, Bucarest, 1937.
28. G. MACOVEI et I. ATANASIU. La zone interne du Flysch dans la région des vallées de la Bistricioara et du Bicaz. *Guide des excursions de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpates*, Bucarest, 1927.
29. M. FILIPESCU. Etude géologique de la région compromise entre les vallées du Teleajen et du Slănic—Bâsca-Mare. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIII, Bucarest, 1940.
30. M. FILIPESCU. Sur la nature des roches siliceuses de l'Eperon de Vălenii de Munte. *Bull. sect. sc. de l'Acad. Roum.*, XIII-ème année, No. 6, Bucarest, 1930.
31. D. M. PREDA. Géologie de la région subcarpathique... *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, Bucarest, 1917.
32. H. GROZESCU. Géologie de la région subcarpathique... *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII, Bucarest, 1918.
33. W. TEISSEYRE. Geologische Reiseberichte aus den Karpathen Rumäniens, II. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, Wien, 1896.
34. S. ATHANASIU. Cercetări geologice în reg. carpatică şi subcarpatică. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IV, Bucarest, 1913.
35. ŞT. MATEESCU. Structura geologică a Flişului din Valea Putnei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, Bucureşti, 1930.
36. M. FILIPESCU. Etude pétrographique des couches de Tisaru. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XX, Bucarest, 1935.
37. S. ATHANASIU. Etude géologique dans la région interne des Carpathes de la Moldavie. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, Bucarest, 1908.
38. D. M. PREDA. Le problème des schistes noirs dans les Carpathes orientales. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, Bucarest, 1936.
39. M. FILIPESCU. Etudes géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées de Slănic et Bâsca-Mică. *Bul. Lab. Miner. Univ. Bucureşti*, Vol. II, Bucarest, 1937.
40. T. WISNIOWSKI. Über das Alter der Inoceramenschichten in der Karpathen. *Bull. Ac. Sc. de Cracovie*, 1905.
41. D. M. PREDA et I. BĂNCILĂ. L'âge des Schistes noirs dans le Bassin du Trotuş. *Bull. Soc. roum. de Géologie*, Vol. III, Bucarest, 1937.
42. M. FROLLO. Calcaire à chailles dans l'Eocène marginal du Flysch carpathique des environs de Târgul-Ocna. *Bul. Lab. Miner. Univ. Bucureşti*, Vol. II, Bucarest, 1937.
43. GR. COBĂLCESCU. Studii geologice şi paleontologice asupra unor tarâmuri terţiare din România. *Mem. geol. ale Sc. Milit. din Iaşi*, 1883.

Institutul Geologic al României

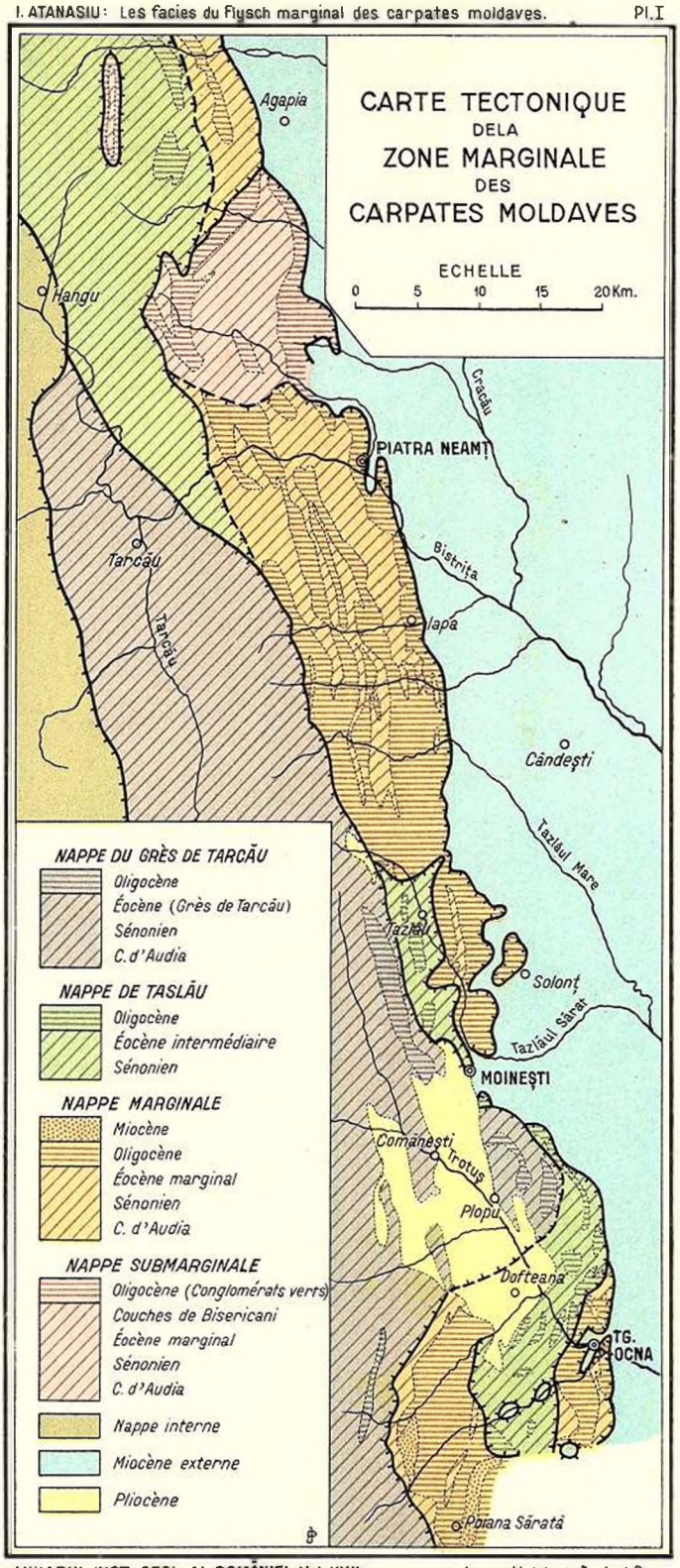
44. G. BOTEZ. Au sujet d'un Inoceramus salisburgensis du Flysch du district de Bacău. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. III, Bucarest, 1915.

45. S. ATHANASIU, G. MACOVEI, I. ATANASIU. La zone marginale du Flysch. *Guide des excursions de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpates*, Bucarest, 1927.

46. G. MACOVEI et D. M. PREDA. Sur la structure géologique et les richesses minières du bassin du Trotuş. *Bull. Soc. roum. de Géologie*, Vol. III, Bucureşti, 1937.

47. I. ATANASIU. Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *Ann. Sc. univ. Iassy*, T. XXV, Iassy, 1938.

Institutul Geologic al României

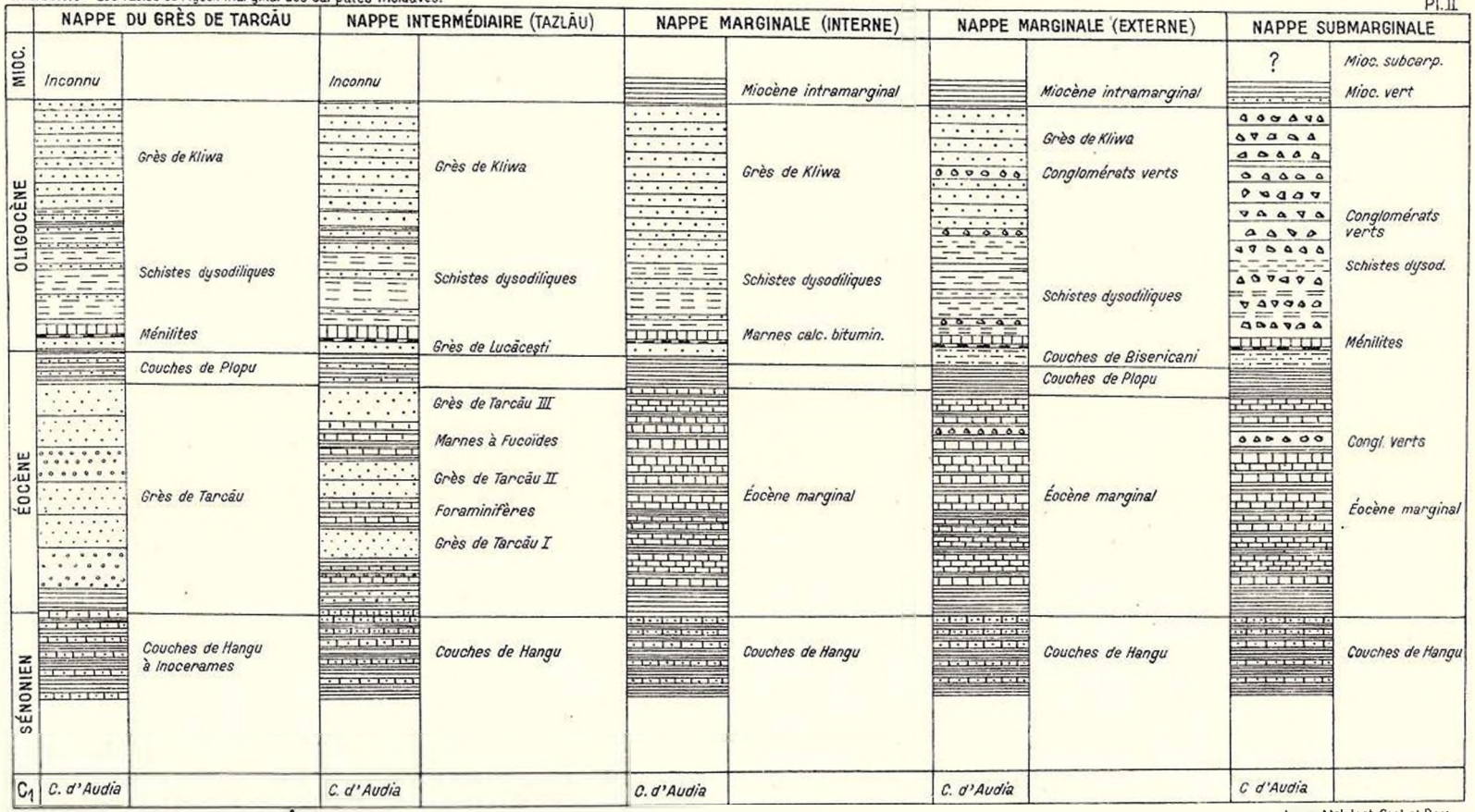


Institutul Geologic al României

LES FACIES DU FLYSCH MARGINAL MOLDAVE

I. ATANASIU: Les facies du Flysch marginal des Carpates moldaves.

Pl. II



Impr. Atel. Inst. Geol. al Rom.

Institutul Geologic al României

LES BRYOZOAIRES DE LA ZONE RECIFALE DU SARMATIEN MOYEN DES DEPARTEMENTS D'ORHEIU ET DE LAPUSNA (BESSARABIE)

PAR

EMILIA SAULEA-BOCEC

Assistant au Laboratoire de Géologie, Jassy

Dans la partie orientale des départements d'Orheiu et de Lăpușna, le Sarmatien moyen ou Bessarabien est développé sous le facies récifal. Les récifs forment une barrière dirigée N—S, qui commence à Ialoveni, au S de Chișinău, et se prolonge vers le N par Visterniceni et Ghidighici, Micăuți et Cricov, Periesecina, Brănești et Orheiu; plus au N encore, par quelques affleurements clairsemés, la barrière aboutit finalement au Nistru, près des villages Japca et Bursuci, en face de Kamenka, en Podolie.

Cette barrière est constituée par des récifs à *Nubecularia* coloniaux, dont les facies péri- et postrécifaux sont riches en lamellibranches, gastropodes et bryozoaires. Les bryozoaires sont souvent prépondérants et, par leur abondance et leur parfait état de conservation ont depuis longtemps attiré l'attention des paléontologues. Ça et là, dans cette même zone récifale, les bryozoaires ont formé à eux seuls des récifs, égalant quelquefois ceux de Nubecularia.

Pour le Sarmatien moyen de la Bessarabie, ces formations furent la première fois mentionnées par M. le Prof. I. SIMIONESCU (16), à Cricov, où les bryozoaires forment plutôt une couche intercalée parmi des lumachelles. L'importance de ces récifs dans les dépôts bessarabiens est de beaucoup plus grande qu'on ne l'a supposée jusqu'à présent, et les bryozoaires constitutifs sont peu ou point connus. Les travaux d'EICHWALD (10), de REUSS (14), de SINZOV (17) et de M-me V. NICOLAESCU (12) se réfèrent seulement aux bryozoaires des lumachelles postrécifaux, développés sous forme de petites colonies. Ces travaux relèvent, ce qui est d'ailleurs valable pour toute la faune sarmatienne, la richesse en individus et la pénurie relative des genres et des espèces. Aucun de ces travaux n'offre un tableau complet de ce groupe, tel qu'il était repré-

Institutul Geologic al României

senté pendant le Sarmatien moyen de la Bessarabie; quelques espèces, citées pour la dernière fois avant 1900, sont décrites d'une manière incomplète et mentionnées presque toujours uniquement dans les gisements de Chișinău.

Nous présentons, dans cette note, une liste complète autant que possible des bryozoaires de la zone récifale du Sarmatien moyen des départements d'Orheiu et de Lăpușna, et nous donnons leur répartition géographique telle qu'on la connaît jusqu'à présent.

Nous précisons par de nouveaux détails les caractères des espèces *Membranipora lapidosa* PALL. et *Tubulipora cumulus* SINZ. (non EICHWALD.); nous citons l'espèces *Lepralia montifera* ULR. et BASSL., nouvelle pour la Bessarabie, et importante dans cette région pour les récifs constitués exclusivement par des bryozoaires; enfin nous présentons quelques nouvelles espèces:

Schizoporella semilunaris n. sp.
Schizoporella tuberculata n. sp.
Schizoporella spongitiformis n. sp.
Dakaria rhomboides n. sp.

Ainsi, la liste des bryozoaires connus jusqu'à présent dans la zone récifale bessarabienne des départements d'Orheiu et de Lăpușna, est la suivante:

Diastopora corrugata RSS.
Diastopora congesta RSS.
Tubulipora cumulus SINZ. (non EICHW.)
Membranipora lapidosa PALL.
Schizoporella unicornis JOHNST.
Schizoporella semilunaris n. sp.
Schizoporella tuberculata n. sp.
Schizoporella variabilis RSS.
Schizoporella terres EICHW.
Schizoporella spongitiformis n. sp.
Dakaria bessarabica V. NIC.
Dakaria rhomboides n. sp.
Lepralia montifera ULR. et BASSL.

On remarquera que le nombre des espèces appartenant aux Chéilostomes dépasse de beaucoup celui des Cyclostomes, et que la majorité des bryozoaires appartient à la famille des *Schizoporellidae*. Le rapport est justement inverse de celui que l'on constate pour le Tortonien de Șirăuți, sur le Prut (3, p. 1), région voisine de celle que nous avons étudiée.

La répartition stratigraphique des bryozoaires du Bessarabien, dans les limites de la région étudiée, est assez nette.

Dans la partie inférieure du complexe bessarabien se développent les récifs à bryozoaires formés exclusivement aux dépens de l'espèce *Lepralia*

Institutul Geologic al României

montifera ULR. et BASSL. Dans la partie supérieure du complexe bessarabien récifal se développent des lumachelles postrécifaux qui recouvrent les récifs à *Nubecularia* coloniaux. Ces lumachelles renferment une association de bryozoaires sous forme de petites colonies. Les espèces prépondérantes sont: *Diastopora corrugata* RSS., *Schizoporella unicornis* JOHNST. et *Schizoporella variabilis* RSS., auxquelles s'ajoute, en proportion réduite, les autres espèces de la famille des *Schizoporellidae*.

Les espèces *Tubulipora cumulus* SINZ. (non EICHW.) et *Membranipora lapidosa* PALL. présentent une localisation typique: elles forment une zone supérieure aux lumachelles postrécifaux dans la région du récif à *Nubecularia* de Visterniceni. *Membranipora lapidosa* PALL., qui a une aire de répartition plus grande, se trouve comme une mince couche qui achève les formations zoogènes à Visterniceni, ainsi qu'à Ghidighici, Periesecina, Micăuți et Cricov. Il est intéressant de mentionner que cette espèce, d'une importance réduite dans la zone récifale du Sarmatien moyen de Bessarabie, devient le bryozoaire constructeur de récifs dans le Sarmatien supérieur de la presqu'île de Kertsch et Taman (2, p. 4).

De toute la région récifale des départements d'Orheiu et de Lăpușna, la zone du récif de Visterniceni se détache comme une région dans laquelle ont dominé les meilleures conditions pour le développement des bryozoaires. C'est d'ailleurs la région à laquelle s'attachent tous les mémoires publiés jusqu'à présent.

Ord. **CYCLOSTOMATA** BUSK.

Subord. TUBULIPORINAE HAGENOW. 1851.

Fam. **Diastoporidae** GREGORY 1899.

Gen. Diastopora LAMOUROUX 1821.

Diastopora corrugata RSS.

Pl. I, fig. 1—2

1853 *Pustulopora primigenia* EICHW. EICHWALD (10) p. 17, II, 11—12.
1853 *Pustulopora curta* EICHW. EICHWALD (10) p. 18, II, 10.
1869 *Diastopora corrugata* RSS. REUSS (14) p. 6, I, 6—7; II, 1—5.
1892 *Diastopora corrugata* RSS. SINZOV (17) p. 51, I, 12.
1892 *Tubulipora cumulus* EICHW. SINZOV (17) p. 52, I, 13 (non 14).
1932 *Diastopora corrugata* RSS. NICOLAESCU (12) p. 231, fig. 1—3.

Apertura = 0,20 mm.

Zoarium en éventail plat ou à marges repliées, ayant toujours une région initiale d'où les zoécies divergent en semicercle. Les zoécies, peu nombreuses et distantes dans la région initiale, se multiplient et se rapprochent ensuite vers la périphérie du zoarium.

Institutul Geologic al României

Les zoécies sont cylindriques et distinctes sur toute leur longueur, bien qu'englobées dans la masse de la colonie; seules les extrémités se séparent, en se redressant un peu, et se terminent par une apertura circulaire à péristome bien épaissi. La surface des zoécies est recouverte de plis inégaux qui passent sans interruption d'une zoécie à l'autre; l'espace interzoécial est finement perforé.

L'espèce est fréquente à Ghidighici et Visterniceni dans les lumachelles postrécifaux atteignant même la proportion de 20% du total des bryozoaires. Moins fréquente, on la rencontre aussi à Ialoveni dans les mêmes conditions.

Diastopora congesta Rss.

Pl. I, fig. 3

1847 *Tubulipora congesta* Rss. Reuss (13) p. 49, VII, 2 (non 1 et 3).
1853 *Pustulopora fruticosa* Eichw. Eichwald (10) p. 18, II, 9.
1853 *Tubulipora echinus* Eichw. Eichwald (10) p. 16, II, 14.
1869 *Diastopora (Tubulipora) congesta* Rss. Reuss (14) p. 510, II, 6—7.
1932 *Diastopora congesta* Rss. Nicolaescu (12) p. 232, fig. 4.

Apertura = 0,10—0,12 mm.

Le zoarium a les mêmes caractères que chez l'espèce précédente. Les zoécies cylindriques, grêles, finement striées et bien détachées de la masse coloniale, sont nombreuses et rapprochées dès le commencement du zoarium. Leurs extrémités détachées et redressées donnent au zoarium un aspect hirsute caractéristique, qui sépare nettement cette espèce de *D. corrugata* Rss. L'apertura des zoécies est circulaire ou elliptique sans péristome épaissi. La masse interzoéciale est finement perforée.

D. congesta Rss., beaucoup plus rare, se trouve dans les mêmes gisements que *D. corrugata* Rss.

Fam. **Tubuliporidae** Johnston 1838.

Gen. Tubulipora Lamark 1816.

Tubulipora cumulus Sinz. (non Eichw.)

Pl. I, fig. 4—6

1853 *Pustulopora laevis* Eichw. Eichwald (10) p. 18, II, 13.
1892 *Tubulipora cumulus* Eichw. Sinzov (17) p. 52, I, 14 (non 13).

Apertura = 0,17 mm.

Le zoarium de ce bryozoaire commence par des branches étroites, s'élargissant par la multiplication brusque des zoécies sous la forme d'une masse évasée de laquelle se détache plusieurs branches à nombre réduit de zoécies.

Institutul Geologic al României

Les parties massives ainsi que les branches sont dépourvues d'une cavité intérieure. C'est le caractère essentiel qui différencie ce genre des espèces du genre *Diastopora*.

Les zoécies tubulaires, longues, distinctes sur toute leur longueur et à surface finement striée, ont une apertura circulaire. Les extrémités des zoécies se détachent sur une très grande portion de la masse coloniale. Ce caractère est beaucoup plus accusé que chez la *D. congesta* Rss., et est susceptible de grandes variations. Les sections transversales des colonies présentent un réseau de cellules juxtaposées, à contour légèrement rectangulaire, sans masse interzoéciale.

L'espèce est fréquente à Visterniceni, à proximité du récif à *Nubecularia* et, avec *Membranipora lapidosa* Pall., forme une importante zone périrécifale.

Ord. **CHEILOSTOMATA** Busk.

Subord. ANASCA Lewinsen.

Fam. **Membraniporidae** Busk. 1854.

Gen. Membranipora Blainville 1830.

Membranipora lapidosa Pallas. 1766.

Pl. I, fig. 7—9

1853 *Pleuropora (Eschara) lapidosa* Pall. Eichwald (10) p. 48, II, 17.
1892 *Membranipora lapidosa* Pall. Sinzov (17) p. 53, I, 1—3.

Zoécie { *Lz* = 0.43 —0.49 mm. / *lz* = 0.16 — 022 mm. } Opesia [1] { *ho* = 0.34 — 0.43 mm. / *lo* = 0.13 — 0.16 mm. }

Le zoarium est polymorphe: des masses compactes formées de couches superposées, de longs bâtonnets coniques et massifs de 1—2 cm. de diamètre, ou des branches étroites bifurquées à 2—5 séries de zoécies.

Les zoécies à frontale membraneuse disparue, sont elliptiques, entourées d'un cadre étroit et lisse, un peu plus élargi dans la région proximale, et délimitées entre elles par un sillon profond. Aucune trace d'aviculaires ou d'ovicelles.

Dans les zoariums massifs, les zoécies assez régulièrement disposées forment des séries transversales de cellules. Leur cadre est toujours lisse. On peut souvent observer la région dorsale des colonies sous forme de lames calcaires continues, sur lesquelles des sillons peu profonds marquent les séries longitudinales de cellules; c'est un aspect comparable en tout à la figure donnée par Sinzov (17, I, 3).

[1]) *Opesia* est l'ouverture centrale de la zoécie, résultant de la disparition de la membrane frontale.

Institutul Geologic al României

De la même manière se présente ce bryozoaire dans les zoariums sous forme de branches massives, dans lesquelles on ne peut observer d'ailleurs que les cellules de la zone centrale, tandis que la zone extérieure est fortement diagénisée.

Sur les zoariums à branches étroites, les zoécies présentent une grande variation. Elles sont un peu plus allongées, et disposées en séries longitudinales alternes; leur cadre est lisse, ou comporte deux tubercules distaux, ainsi que les a figurés SINZOV (17, I, 1—2); sur d'autres exemplaires, le cadre des zoécies porte deux paires de fins spicules dans la région distale et médiane; enfin, sur d'autres zoécies, on trouve une troisième paire de spicules, plus petits, situés dans la région proximale.

Ces trois types de zoécies se trouvent sur des zoariums isolés ou bien groupées sur le même échantillon; elles ne peuvent être attribuées qu'à la même espèce.

Ce bryozoaire forme sur 400—500 m. de largeur, une zone périrécifale autour du récif à *Nubecularia* de Visterniceni. Dans le voisinage du récif on trouve des zoariums massifs à zoécies simples, tandis que dans les régions périphériques, probablement dans une mer plus profonde est moins agitée, les zoariums sont grêles et les zoécies avec toute la gamme d'ornementations.

Membranipora lapidosa PALL. pourrait avoir des affinités avec *M. spiculata* CANU et BASSLER (8, p. 21, IX, 1) du Miocène de Carteret et de la Caroline du Nord, dont les trois paires de spicules sont recourbées vers le centre de la zoécie. Elle se rapproche aussi de *M. tuberimargo* CANU et BASSLER (8, p. 23, IX, 12) du Miocène de Maryland, où des tubercules se substituent aux spicules. *M. macrostoma* RSS. cité par CANU et LECOINTRE (9, p. 14, I, 8) pour la région de Maine-et-Loire, et représenté seulement par des zoariums grêles à quatre séries de zoécies, pourrait bien se rapporter à la même espèce, attendu que les trois espèces précitées ont été établies sur un très petit nombre d'exemplaires (quelquefois même sur un seul).

Le gisement le plus important du *M. lapidosa* PALL. est à Visterniceni. Sous forme de zoariums en bâtonnets massifs, on en trouve aussi à Ghidighici, Micăuţi et Periesecina.

Fam. **Schizoporellidae** BASSLER 1935

Sousfam. SCHIZOPORELLINAE BASSLER 1935

Gen. Schizoporella HINKS 1877

(syn. Schizopodrella CANU et BASSLER 1917)

Schizoporella unicornis JOHNST. 1847

Pl. II, fig. 1—5

1853 *Cellepora solaris* EICHW. EICHWALD (10) p. 27, II, 3.
1853 *Cellepora syrinx* EICHW. EICHWALD (10) p. 26, I, 27.

Institutul Geologic al României

1853 *Cellepora tinealis* EICHW. EICHWALD (10) p. 28, I, 23.
1869 *Hemieschara variabilis* RSS. REUSS (14) p. 4, I, 1—5.
1904 *Schizoporella subquadrata* ULR. et BASSL. ULRICH et BASSLER (18) p. 420, CXIV, 1; CXVIII, 5—6.
1923 *Schizopodrella unicornis* JOHNST. CANU et BASSLER (8) p. 105, XVII. 13—14.
1932 *Hemieschara variabilis* RSS. NICOLAESCU (12) p. 236, fg. 8—9.

Zoécie { *Lz* = 0.63—0.72 mm. / *lz* = 0.27—0.45 mm. } Apertura { *ha* = 0.13—0.18 mm. / *la* = 0.15—0.17 mm. }

Le zoarium, à une seule couche de zoécies, est sous forme de bâtonnets aplatis, creux à l'intérieur, simple ou avec une ou deux ramifications; incidemment sous forme de lame encroûtante.

Les zoécies rectangulaires, fréquemment allongées, sont rangées régulièrement en séries longitudinales et transversales, ou bien en séries obliques spirales. L'apertura presque circulaire, à sinus assez large et peu profond, est entourée d'un péristome bien épaissi. La frontale, faiblement convexe et pourvue d'un petit tubercule imperforé situé sous l'apertura, est criblée de pores assez forts, irrégulièrement disposés, ou en séries longitudinales. Ces caractères sont spécifiques pour cette espèce.

Les aviculaires, deux et bien souvent un seul, situés du côté de l'apertura, sont triangulaires, à sommet un peu redressé et partagés en deux loges par un filament calcaire.

Les ovicelles globuleuses et un peu allongées, à surface rugueuse et munie de pores, dégagent l'apertura presque entièrement.

Très nombreux sont les zoariums dépourvus d'aviculaires et d'ovicelles ainsi que ceux à aviculaires et ovicelles en même temps; moins fréquents sont ceux pourvus seulement d'aviculaires.

En dehors des zoariums à une seule couche de zoécies, on rencontre souvent des zoariums cylindriques, irréguliers ou piriformes, à canal axial, formés de plusieurs assises de zoécies. Ces formes ont été attribueé jusqu'à présent exclusivement à *Schizoporella variabilis* RSS. (17, p. 55, I, 10; 12, p. 234, fig. 6). Leur état imparfait de fossilisation, qui ne permet d'observer avec certitude que l'apertura circulaire à large sinus inférieur, laisse supposer qu'une partie au moins de ces colonies peut être attribuée à *S. unicornis* JOHNST.

Cette espèce du Bessarabien fut connue, jusqu'en 1932 (12, p. 236), sous le nom de *Hemieschara variabilis* RSS.

BASSLER R. S. dans le *Fossilium catalogus*, BRYOZOA, de 1935 (p. 123), ne maintient plus ce genre. Dans la littérature consultée nous n'avons pas trouvé de description minutieuse de l'espèce *S. unicornis* JOHNST. Les quelques figures rencontrées sont d'une identité parfaite avec nos échantillons à aviculaires; on mentionne aussi que l'espèce est très fréquente dans le Tertiaire de l'Europe. Sur ces arguments nous avons attribué les formes de *Hemieschara variabilis* RSS. à *Schizoporella unicornis* JOHNST.

Institutul Geologic al României

Ce bryozoaire est fréquent dans les lumachelles recouvrant les récifs à *Nubecularia* de Visterniceni et Ghidighici (35% du total des bryozoaires), de Cricov, Periesecina, Orheiu.

Schizoporella semilunaris n. sp.

Pl. II, fig. 6

Zoécie { *Lz* = 0.65—0.72 mm. / *lz* = 0.34 mm. } Apertura { *ha* = 0.17 mm. / *la* = 0.16 mm. }

Cette espèce diffère de *S. unicornis* JOHNST. par les dimensions (*hav*=0,12; *lav* = 0,06 mm) et la position des aviculaires: ils sont beaucoup plus grands, recourbés et placés sous l'apertura des zoécies, s'approchant par leur base, de sorte qu'ils forment, dans l'ensemble, un arc qui contourne le tiers inférieur de l'apertura.

L'espèce est rare dans les lumachelles postrécifaux de Visterniceni et Ghidighici.

Schizoporella tuberculata n. sp.

Pl. III, fig. 3—4

Zoécie { *Lz* = 0.56—0.61 mm. / *lz* = 0.36—0.43 mm. } Apertura { *ha* = 0.20 mm. / *la* = 0.18 mm. }

Le zoarium cylindrique à une seule couche de zoécies est du type de zoarium des *S. unicornis* JOHNST.

Les zoécies sont rectangulaires, courtes, et en séries longitudinales et transversales, délimitées par d'étroites lames calcaires; incidemment, elles forment des séries diagonales.

L'apertura terminale est grande, circulaire, à sinus très large, à peine perceptible, et à péristome suffisamment épaissi; elle est située dans un plan incliné vers la région distale de la zoécie. La frontale convexe et criblée de pores grands et peu nombreux, porte un fort tubercule massif à proximité de l'apertura. Les aviculaires sont de dimension moyenne, à deux loges, situés du côté de l'apertura, fréquemment un seul par zoécie et notamment sur les zoariums à ovicelles. Celles-ci sont grandes et globuleuses, à surface ridée et rappellent les ovicelles de *S. variabilis* Rss.

Les caractères distinctifs de cette espèce sont: zoécies délimitées par une lame calcaire, apertura circulaire et inclinée, frontale à grands pores et à fort tubercule.

L'espèce a des affinités avec *S. unicornis* JOHNST. au point de vue de la forme générale des zoécies et de l'apertura; elle en diffère par les zoécies délimitées par une lame calcaire, par l'apertura inclinée et la frontale à fort tubercule. Elle se rapproche de *S. variabilis* Rss. par la frontale convexe

Institutul Geologic al României

et tuberculée, mais en diffère nettement par le sinus peu profond et l'ornementation à grands pores irrégulièrement disposés.

L'espèce est peu fréquente dans les lumachelles postrécifaux de Visterniceni et Ghidighici.

Schizoporella variabilis Rss.

Pl. II, fig. 7—9

1853 *Cellepora regularis* EICHW. EICHWALD (10) p. 24, I, 21.
1853 *Cellepora uviformis* EICHW. EICHWALD (10) p. 23, I, 17—18.
1853 *Cellepora ovifera* EICHW. EICHWALD (10) p. 22, II, 5.
1892 *Schizoporella variabilis* RSS. SINZOV (17) p. 55, I, 6—10.
1932 *Schizoporella variabilis* RSS. NICOLAESCU (12) p. 233, fig. 5—6.

Zoécie { *Lz* = 0.59 mm. / *lz* = 0.32 mm. Apertura { *ha* = 0.17—0.18 mm. / *la* = 0.16 mm.

Les zoariums sous forme de bâtonnets creux à l'intérieur, ressemblent à ceux de *S. unicornis* JOHNST. Les zoécies sont disposées presque toujours en quinconce. Elles sont légèrement ovoïdales, à apertura allongée dans le sens de la zoécie, à sinus large et profond. L'apertura représente le tiers de la longueur totale de la zoécie. La frontale convexe est pourvue d'un fort tubercule, lisse et imperforé, duquel rayonnent des séries de pores fins. Les caractères de l'apertura et de la frontale séparent nettement cette espèce de toutes les autres. Les aviculaires triangulaires sont du type de toutes les *Schizoporellidae*. Les ovicelles sont grandes, globuleuses, saillantes, développées transversalement, à surface fortement ridée.

Cette espèce est une des plus caractéristiques pour le Sarmatien moyen de la Bessarabie. Elle est fréquente dans les lumachelles postrécifaux de Visterniceni et Ghidighici (35%), tout comme *S. unicornis* JOHNST. On la trouve aussi, moins fréquente, à Cricov et Orheiu.

Bien que l'espèce soit très fréquente dans les environs de Chișinău, il est intéressant de noter que REUSS ne la cite pas dans son ouvrage concernant les bryozoaires de cette région (14). Il mentionne l'espèce *Lepralia veruculosa* Rss. (14, p. 5, II, 8) qui a partiellement les caractères de *S. variabilis* Rss. et qui en diffère par l'apertura petite, circulaire, à sinus étroit; on fait mention que l'espèce est rare. La riche collection que nous avons eue à notre disposition ne nous a permis d'attribuer aucun échantillon à cette espèce. Il serait bien possible que *Lepralia veruculosa* Rss. ne soit qu'une *S. variabilis* Rss. D'autre part la mention que *L. veruculosa* Rss. est rare, nous laisse supposer qu'une partie des formes attribuées à *Hemieschara variabilis* Rss. appartient à *S. variabilis* Rss. Cette supposition est suggérée aussi par la description et quelques-unes des figures attribuées à *Hemieschara*.

Institutul Geologic al României

Schizoporella terres EICHW.

Pl. III, fig. 5—6

1853 *Vincularia terres* EICHW. EICHWALD (10) p. 37, II, 28.
1853 *Vincularia tristoma (angularis)* EICHW. EICHWALD (10) p. 37, I, 29.
1892 *Schizoporella terres* EICHW. SIHZOV (17) p. 56, I, 11.
1932 *Schizoporella terres* EICHW. NICOLAESCU (12) p. 235, fg. 7.

Zoécie { *Lz* = 0.58 mm. / *lz* = 0.29—0.36 mm. Apertura { *ha* = 0.16 mm. / *la* = 0.12 mm.

Le zoarium sous forme de bâtonnets grêles, bifurqués, donne une masse arborescente irrégulière; les bâtonnets avec 4—5 zoécies radiaires qui s'approchent dans la région axiale, sont très caractéristiques.

Les zoécies plutôt petites, peu allongées, faiblement délimitées, ont l' apertura petite à sinus inférieur peu marqué. La frontale peu convexe, est criblée de fins pores à disposition irrégulière. Les aviculaires petits, presque toujours au nombre de deux; les ovicelles n'ont pas été observées.

Un nombre réduit d'exemplaires ont les rameaux avec plus de 5 zoécies ainsi qu'*Eschara papillosa* RSS. (13, p. 68, VIII, 2) du Tertiaire du Bassin de Vienne.

S. terres EICHW. est assez fréquente (5%) dans les lumachelles postrécifaux de Visterniceni, Ghidighici et Orheiu. On la rencontre surtout localisée en nids.

Schizoporella spongitiformis n. sp.

Pl. III, fig. 1—2

Zoécie { *Lz* = 0.63—0.68 mm. / *lz* = 0.35 mm. Apertura { *ha* = 0.15 mm. / *la* = 0.12 mm.

Zoarium massif à plusieurs couches; zoécies rectangulaires courtes, en files radiaires et circulaires autour d'un individu (ancestrula). La frontale, peu convexe, est munie de pores très petits à disposition radiaire. L' apertura, petite et presque circulaire, est entourée d'un mince péristome à large sinus inférieur. Les aviculaires sont petits, triangulaires, peu proéminents. Les ovicelles légèrement allongées sont convexes, peu saillantes, à surface finement ridée et délimitée vers l'apertura, qui reste à moitié libre, par une ligne droite.

Par rapport à *Stylopoma spongites* PALLAS. (8, p. 102, XVII, 1—12) elle est d'une identité parfaite en ce qui concerne le développement du zoarium et les caractères généraux de la zoécie; notre espèce diffère seulement par l'apertura à sinus large et par les ovicelles qui ne recouvrent pas complètement l'apertura. Le dernier caractère est considéré comme essentiel pour le genre *Stylopoma*. Notre espèce se rapproche de *S. unicornis* JOHNST. par

Institutul Geologic al României

la majorité des caractères de détail de la zoécie, mais en diffère par le développement du zoarium en couches nombreuses superposées.

L'espèce est fréquente dans les lumachelles postrécifaux à Micăuţi, Brăneşti, Orheiu, où elle forme parfois des masses largement ondulées, jusqu'à 2 m d'épaisseur sur quelques mètres de longueur.

Gen. Dakaria Jullien 1903

Dakaria bessarabica V. Nic.

Pl. III, fig. 12

1932 *Dakaria bessarabica* V. Nic. Nicolaescu (12) p. 237, fig. 11.

Zoécie { *Lz* = 0.58 mm. / *lz* = 0.40—0.48 mm. } Apertura { *ha* = 0.12 mm. / *la* = 0.13—0.16 mm. }

La morphologie du zoarium est celle de *S. unicornis* Johnst., mais à diamètre réduit. Les zoécies sont disposées en files longitudinales ou spirales. Elles sont assez grandes, à contour polygonal allongé, délimitées par des lames calcaires. L'apertura sous-terminale est elliptique en sens transversal; son bord inférieur est pourvu d'un large sinus, dont les extrémités sont marquées de spicules très fins. Le péristome est légèrement épaissi. La frontale peu convexe est pourvue d'un tubercule assez réduit, en général perforé, situé sous l'apertura à un tiers de la distance entre l'apertura et la marge proximale de la zéocie. Aux pores fins rayonnant autour du tubercule, se substitue, à proximité de la lame séparatrice des zoécies, une rangée de pores plus grands.

Les caractères de la frontale et de l'apertura sont spécifiques pour cette espèce.

Les aviculaires petits, triangulaires, peuvent faire défaut; on ne connaît pas les ovicelles.

L'espèce est rare dans les lumachelles postrécifaux de Visterniceni et Ghidighici.

Dakaria rhomboides n. sp.

Pl. III, fig. 7—9

Zoécie { *Lz* = 0.72—0.79 mm. / *lz* = 0.49—0. 52 mm. } Apertura { *ha* = 0.20—0.22 mm. / *la* = 0.18—0.20 mm. }

L'espèce est rencontrée sous forme de feuillets plats à une seule couche de zoécie; elle est probablement encroûtante.

Les zoécies grandes, à contour rhomboïdal, sont très régulièrement disposées en quinconce; elles sont délimitées par une fine lame calcaire. L'a-

Institutul Geologic al României

p e r t u r a terminale, parfaitement triangulaire, à angles légèrement arrondis, porte sur la marge inférieure un sinus évasé dont les extrémités sont marquées, comme pour toutes les *Dakaria*, de deux spicules fins et courts. La frontale uniformément convexe dessine un tubercule massif imperforé, situé sous l'apertura; le reste et criblé de pores fins irrégulièrement disposés. Les aviculaires sont très grands et elliptiques (*hav* = 0,14 mm; *lav* = 0,11 mm), à deux loges, dont l'inférieure est la moitié de la supérieure. Ils sont entourés d'un cadre épaissi et situés tout près de l'apertura. Les ovicelles très grandes, globuleuses, bien saillantes, développées transversalement, à surface fortement ridée par des côtes rugueuses, ne laissent apercevoir que très peu de la région inférieure de l'apertura.

Les caractères de cette espèce sont très nets: zoécies rhombiques, apertura triangulaire, aviculaires grands.

L'espèce est rare, tout comme *D. bessarabica* V. Nic., et on la rencontre dans les mêmes gisements, à V i s t e r n i c e n i et G h i d i g h i c i.

Sousfam. HIPPOPORININAE

Gen. L e p r a l i a Johnston 1847

Lepralia montifera Ulr. et Bassl.

Pl. III, fig. 10—11

1904 *Lepralia montifera* Ulr. et Bassl. Ulrich et Bassler (18) p. 424, CXVI, 5.
1923 *Lepralia montifera* Ulr. et Bassl. Canu et Bassler (8) p. 134, XVIII, 11.

Zoécie { *Lz* = 0.43—0.56 mm. / *lz* = 0.25—0.36 mm. } Apertura { *ha* = 0.13 mm. / *la* = 0.14 mm. }

Le zoarium en est formé de couches à surface plane ou sinueuse. Les zoécies, rectangulaires ou légèrement polygonales, sont disposées régulièrement en files parallèles ou, le plus souvent, sans régularité. L ' a p e r t u r a terminale est très grande, presque circulaire, à large sinus inférieur et située dans un plan incliné; péristome peu épaissi. La frontale est fortement redressée en un tubercule d'où rayonnent des sillons à grands pores, séparés par des lames calcaires ramifiées vers la marge des zoécies. Peu de zoécies pourvues d'aviculaires petits, du type des aviculaires des *Schizoporellinae*. Les ovicelles sont également rares; assez grandes, modérément convexes, à marge inférieure droite, elles ne laissent voir que la région inférieure de l'apertura.

Ainsi que le remarque Ulrich et Bassler (18, p. 424), l'apertura dans un plan incliné, et l'ornementation de la frontale à convexité marquée et fortement ridée, sont caractéristiques pour cette espèce.

Jusqu'à présent on n'a donné, pour cette espèce, qu'une description incertaine des aviculaires, tandis que les ovicelles n'ont pas été observées.

Institutul Geologic al României

Les observations que nous venons de faire sur les riches collections à notre disposition, laissent entrevoir la possibilité de ranger *Lepralia montifera* ULR. et BASSL. parmi les espèces du genre *Schizoporella.*

Lepralia montifera n'a pas été cité jusqu'à présent pour la zone récifale du Sarmatien moyen de Bessarabie. Elle est pourtant le bryozoaire le plus important, qui forme, par son unique développement, les massifs récifaux de Pohărniceni, Piatra, Trebujeni, le long du Răut.

Reçu: avril 1942.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. ANDRUSSOV N. Die südrussischen Neogenablagerungen, III-ter Th., Sarmatische Stufe. *Verh. d. Russ. k. Min. Gesell. z. St. Petersburg*, Bd. 39, 1902.
2. — Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinsel Kertsch-Taman. Kiew, 1909—1912.
3. BARBU V. et DOBRESCU E. Foraminifere, briozoare şi ostracode din Mediteranul dela Slobozia-Şirăuţi pe Prut. *Bul. Soc. Studenţilor Naturalişti. Buc.* An. VIII, IX, X, 1939.
4. BASSLER R. S. Fossilium Catalogus, Pars 67: Bryozoa. 1935.
5. CANU F. Etudes sur les ovicelles des Bryozoaires du Bathonien d'Occaigues. *Bull. Soc. Géol. de France*, III-ème série, Tome XXVI, 1898.
6. — Bryozoaires des terrains tertiaires des environs de Paris. *Ann. de Paléontologie*, Vol. II—V, 1907—1909.
7. — Les Bryozoaires fossiles des terrains du sud-ouest de la France. *Bull. Soc. Géol. de France*, IV-ème série. Tome VI 1906; VIII, 1908; IX, 1909.
8. CANU F. et BASSLER R. S. North american later tertiary and quaternary Bryozoa. *Smithsonian Inst. National Museum*. Bull. 125, 1923.
9. CANU F. et LECOINTRE G. Les Bryozoaires Chéilostomes des Falluns de Tourraine et d'Anjou. *Mém. de la Soc. Géol. de France*. Nouvelle série, Tome II, III, 1925, 1927.
10. EICHWALD E. Lethea rossica, Vol. III, 1853.
11. MANZONI A. Bryozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria. *Denkschr. d. k. Akad. d. Math. Naturw. Cl.* Bd. XXXVII, II. Abth. 1877.
12. NICOLAESCU V. Contributions à l'étude des Bryozoaires sarmatiens de Bessarabie, *Bul. Soc. Române de Geologie*, Vol. I. Buc. 1932.
13. REUSS A. E. Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. *Naturwiessensch. Abhand.* II. Bd. Wien, 1847.
14. — Über tertiäre Bryozoen von Kischinew in Bessarabien, *Sitzb. d. k. Akad. d. Wissensch.* I. Abth. Heft 8, 1869.
15. — Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns. *Denksch. d. Akad. der Wissensch. in Wien.* Bd. XXXII, 1874.
16. SIMIONESCU I. Note sur un calcaire à Bryozoaires au Sarmatien de Bessarabie. *Ac. Rom. Bul. Sect. Scient.* VII-ème année. 1920—1921.
17. SINZOV I. Bemerkungen über einige Versteinerungen aus den bessarabischen Neogenablagerungen. *Mém. de la Soc. des Natur. de la Nouvelle-Russie.* Odessa, 1892.
18. ULRICH E. et BASSLER R. G. Bryozoa. *Maryland Geological Survey*, pp. 404—429, Baltimore, 1904.

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Diastopora corrugata RSS. Ghidighici.

Fig. 1 — Zoécies. × 15.

Fig. 2. — Zoarium, forme générale. × 3.

Fig. 3. — *Diastopora congesta* RSS. × 15, Visterniceni.

Tubulipora cumulus SINZ. (non EICHW.), Visterniceni.

Fig. 4—5. — Zoarium avec les extrémités des zoécies redressées. 4 × 7; 5 × 15.

Fig. 6. — Zoarium partiellement sectionné. × 15.

Membranipora lapidosa PALL. Visterniceni.

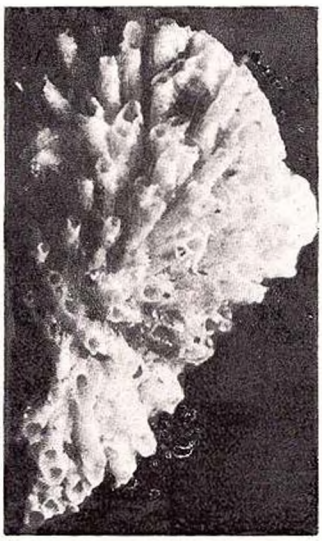
Fig. 7—8. — Zoarium en branches avec les zoécies ornées de spicules. × 15.

Fig. 9. — Zoarium massif avec disposition irrégulière des zoécies. × 7.

Institutul Geologic al României



1



3



4



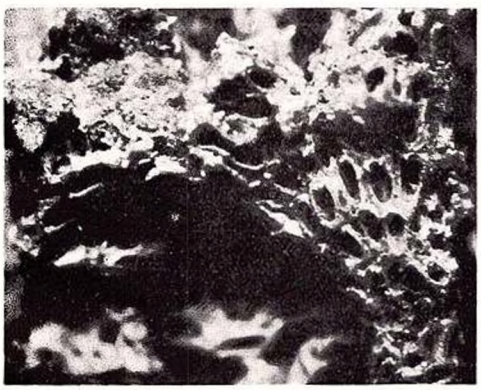
2



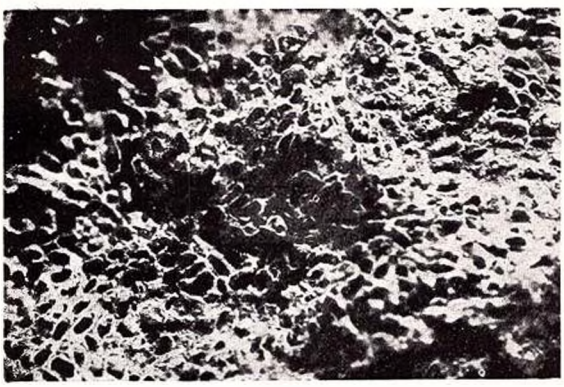
5



6



7



9



8

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Schizoporella unicornis JOHNST.

Fig. 1. — Zoarium à zoécies simples. × 15, Ghidighici.

Fig. 2 et 3. — Zoarium à zoécies avec aviculaires et ovicelles. × 15, Ghidighici.

Fig. 4.— Zoarium, forme générale. × 3, Visterniceni.

Fig. 5. — Zoarium à zoécies pourvues d'aviculaires. × 15, Periesecina.

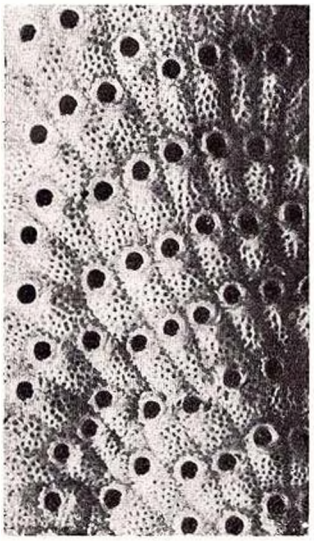
Fig. 6. — *Schizoporella semilunaris* n. sp. × 15, Ghidighici.

Schizoporella variabilis RSS. Visterniceni.

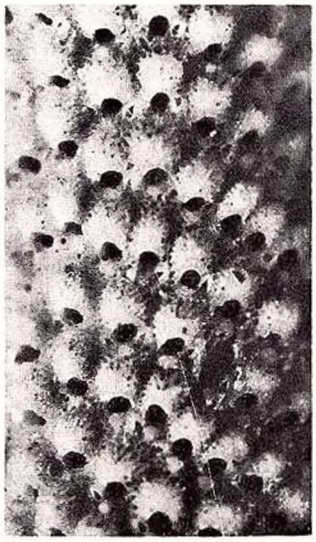
Fig. 7—8. — Zoarium à zoécies avec aviculaires. × 15.

Fig. 9. — Zoarium à zoécies pourvues d'aviculaires et d'ovicelles. × 15.

Institutul Geologic al României



1



2



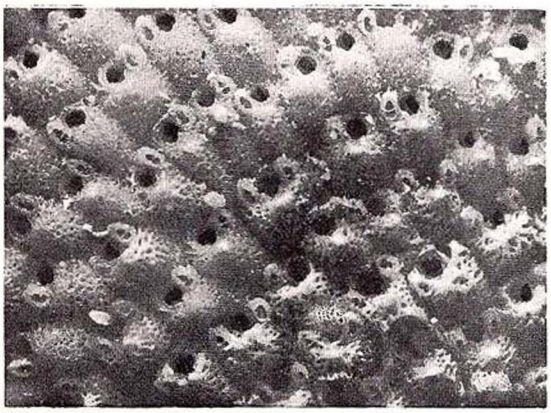
6



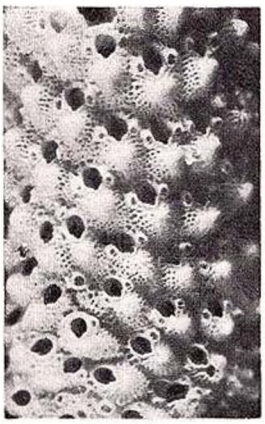
4



3



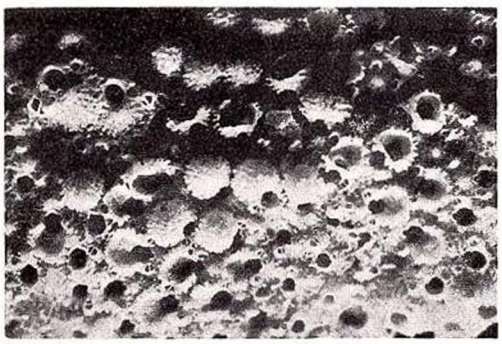
5



7



8



9

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Schizoporella spongitiformis n. sp. Orheiu.

Fig. 1. — Fragment de zoarium à zoécies avec disposition régulière autour de l'ancestrula, × 15.

Fig. 2. — Zoécies à aviculaires et ovicelles. × 15.

Schizoporella tuberculata n. sp. Visterniceni.

Fig. 3. — Zoarium à zoécies simples. × 15.

Fig. 4. — Zoarium à zoécies avec aviculaires et ovicelles. × 15.

Schizoporella terres EICHW. Orheiu.

Fig. 5. — Forme générale du zoarium. × 3.

Fig. 6. — Fragment de zoarium × 15.

Dakaria rhomboides n. sp. Ghidighici.

Fig. 7—8. — Fragments de zoariums à zoécies simples. × 15.

Fig 9. — Zoécies avec aviculaires et ovicelles. × 15.

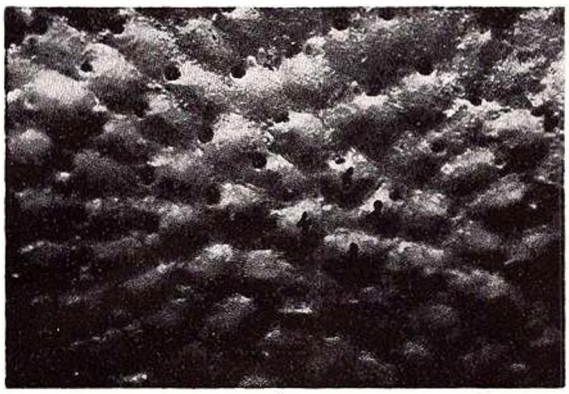
Lepralia montifera ULR. et BASSL. Pohărniceni.

Fig. 10. — Zoarium avec les zoécies à disposition régulière. × 15.

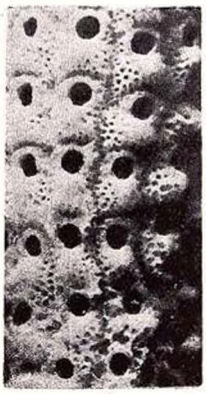
Fig. 11. — Zoarium avec les zoécies irrégulièrement disposées. × 15.

Fig. 12. — *Dakaria bessarabica* V. NIC. × 15, Ghidighici.

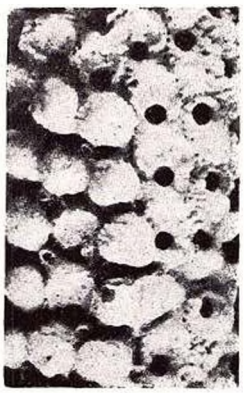
Institutul Geologic al României



1



3



4



2



5



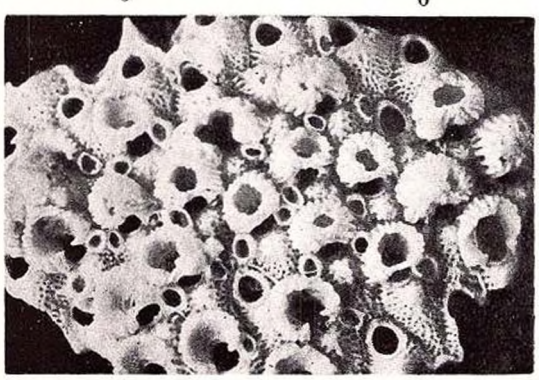
6



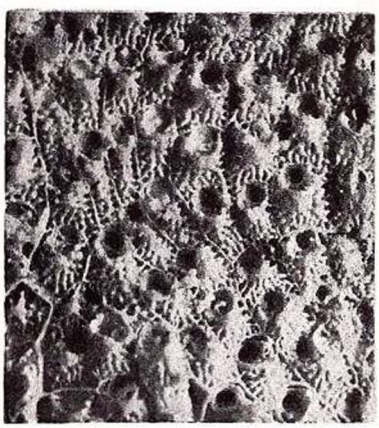
7



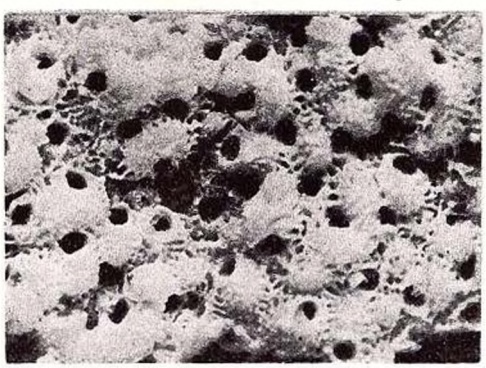
8



9



10



11



12

Institutul Geologic al României

DAS PLIOZÄN UND DIE SARMATISCHE STUFE IM MITTLEREN DONAUBECKEN

VON

ERICH JEKELIUS

INHALT

Seite

Vorwort 195

Geographische Umschreibung des Mittleren Donaubeckens 195

I. **Die Stratigraphie des Pliozäns** 197

A) *Die Stratigraphie des marinen Pliozäns* 197
B) *Die stratigraphische Gliederung der Binnenablagerungen* 199
1. Die kontinentale Periode in Europa zur Zeit der Pikermifauna . . . 199
2. Die Säugetierfauna 200
Die Säugetiere als stratigraphische Leitformen 200
Die neogenen Säugetierfaunen 200
Die Faunenfolge 200
Die miozäne Säugetierfauna 201
Die Säugetierfauna des unteren Pliozäns 201
Die Pikermifauna des Mäot und Pont 201
Die stratigraphische Verbreitung des Mastodon longirostris und des Mastodon grandincisivum 202
Die stratigraphische Verbreitung des Hipparion gracile 203
Tritt die Pikermifauna schon im Sarmat auf? 204
Stratigraphische Stellung des oberen Sarmat 208
3. Die Molluskenfauna 209
Stratigraphischer Wert der pliozänen Süsswassermollusken 209
Congerien 210
Cardien 211
Unzulänglichkeiten in der Paläontologie der Süsswassermollusken . . 213
4. Grenze Pliozän-Miozän 213

Institutul Geologic al României

Seite

II. Die stratigraphische Nomenklatur der pontischen Bildungen des Mittleren Donaubeckens 216

Einleitung 216
A) *Pont (Le Play, 1842)* 216
1. Die Entstehung der stratigraphischen Begriffe: Pontische Stufe und Kalk von Odessa 216
Le Plays «Pontische Formation» 216
Der Kalk von Odessa 217
Stratigraphisches Profil 217
Die Fauna des Kalkes von Odessa 218
Untere und obere Begrenzung des Kalkes von Odessa 219
2. Die weitere Entwicklung der stratigraphischen Begriffe: Pontische Stufe und Kalk von Odessa 219
3. Die Pontische Stufe im übrigen Russland 221
Kertsch 221
Transkaukasien 223
Schemachinischer Distrikt 223
Kuban 224
4. Stratigraphische Stellung der dem Kalk von Odessa äquivalenten Bildungen in Südbessarabien 224
5. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen 229
B) *Die Congerienschichten* (M. HOERNES, 1851) — *Brunner Schichten*. — . . Inzersdorfer Schichten 229
Historische Übersicht 229
Warum «Congerienschichten»? 230
Die stratigraphische Stellung der Congerienschichten 232
Historische Übersicht 232
Gliederung in Untere und Obere Congerienschichten 236
Die stratigraphische Stellung der Congerienschichten im Vergleich zum Pont Rumäniens und Russlands 237
C) *Pannon* (L. ROTH, 1879) 241
D) *Slavonische Stufe* (ANDRUSOV N., 1923) 245
E) *Valenciennesia-Horizont* (HOERNES R., 1874) 245
F) *Lyrcaea-Horizont* (SP. BRUSINA, 1884) 248
G) *Rhomboidea-Schichten* (NEUMAYR und PAUL, 1875) 249
H) *Budmania-Horizont* (GORJANOVICI-KRAMBERGER, 1897) 250

III. Die Pontische Stufe im Mittleren Donaubecken 251

A) *Wiener Becken* 251
Einleitung 251
Stratigraphische Gliederung der Congerienschichten des Wiener Beckens . 252
Historische Übersicht 252
Gibt es im Wiener Becken auch Obere Congerienschichten? 255
B) *Ungarn* 257
Historische Übersicht 257
Rhomboidea Horizont — Balatonica Schichten — Vutskitsi Schichten 262
Ungulacaprae Schichten 263

Institutul Geologic al României

Seite

Die Congerienschichten des Ungarischen Beckens 269
Das Becken des Kleinen Ungarischen Tieflandes oder das Raaber Becken 270
Das Becken Transdanubiens (Pannoniens) und des Donau-Theiss Zwischengebietes 271
Das Becken der Grossen Ungarischen Tiefebene 272
C) *Kroatien* 273
1. Beočiner Fazies 273
2. Wiener Fazies (Congerien und Melanopsis Fazies) 275
3. Die Entwicklung in Bosnien und Herzegowina 275
D) *Serbien* 276
E) *Rumänien* 277
Geographische Gliederung der rumänischen Teile des Mittleren Donaubeckens 277
1. Der Ostrand der Theissebene 277
Untere Congerienschichten 277
Obere Congerienschichten 280
2. Siebenbürgen 283
Untere Congerienschichten 283
Die Randzone im Südosten 283
Das zentrale Becken 287
Westrand 288
Südwestliches Randgebiet 289
Ostrand 290
Obere Congerienschichten 291

IV. **Die Mäotische Stufe** (INOSTRANZEV, 1887) 293

A) *Die Entwicklung des Begriffes in Russland* 293
B) *Die Weissen Mergel in Kroatien und Slawonien* 295

V. **Die Übergangsschichten** (FUCHS TH., 1875) 298

Einleitung 298
A) *Ostmark* 298
1. Dem Sarmat zwischengelagerte « Übergangsschichten » 298
Wiener Becken 298
Umgebung von Wien 298
Burgenland 300
Mattersburger Becken 300
Drassburg-Zemendorf 300
Wiesen 301
2. « Übergangsschichten » von der Basis des Pont 304
Wiener Becken 304
Umgebung von Wien 304
Eichkogel bei Mödling 307
Wöllersdorf 309
Gebiet um Zistersdorf 309

Institutul Geologic al României

Seite

Burgenland . . . 318
Landseer Bucht . . . 318
Eisenstädter Becken . . . 320
Steiermark . . . 322
B) *Ungarn* . . . 325
C) *Rumänien* . . . 334
Einleitung . . . 334
1. Ostrand der Theissebene . . . 336
2. Siebenbürgen . . . 337
Die Randgebiete des Beckens . . . 338
Der Westrand . . . 338
Der Südrand . . . 341
Das Innere des Beckens . . . 343
D) *Zusammenfassung* . . . 345

VI. Die Sarmatische Stufe im Mittleren Donaubecken . . . 350

Einleitung . . . 350
A) *Das Sarmat im Euxinischen Becken* . . . 350
B) *Das Sarmat im Mittleren Donaubecken* . . . 352
Historische Übersicht . . . 352
1. Ostmark . . . 353
Wiener Becken . . . 353
Gebiet um Zistersdorf . . . 353
Burgenland . . . 355
Wiesen . . . 355
Steiermark . . . 359
2. Ungarn . . . 362
3. Rumänien . . . 365
Ostrand der Theissebene . . . 365
Banat . . . 365
Bucht der Weissen Criş . . . 366
Bucht von Beiuş . . . 366
Siebenbürgen . . . 368
Randzonen des Siebenbürgischen Beckens . . . 368
Beckeninneres . . . 369
Untere Sarmatgrenze . . . 370
Obere Sarmatgrenze . . . 370
Stratigraphische Stellung des Tuffes von Bazna . . . 372

VII. Mediterran-sarmatische Süsswasserschichten . . . 375

Index verschiedensprachiger Ortsbezeichnungen . . . 378
Verzeichnis der zitierten Literatur . . . 383

Institutul Geologic al României

VORWORT

Mit den in vorliegender Arbeit zur Diskussion stehenden Fragen habe ich mich schon in meiner Arbeit über « Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas » (1935) auseinandergesetzt und die wichtigsten der bis dahin erschienenen Arbeiten, soweit sie diese Fragen betreffen, kritisch gesichtet. Ich verweise hier auf meine dortigen Darlegungen und komme auf dort schon behandelte Fragen hier nur zu sprechen, wenn es zum Verständnis der Zusammenhänge notwendig erscheint.

Für die immer wieder versuchten Parallelisierungen des südosteuropäischen Neogens fehlt auch heute noch ein genügend solides Fundament. Ein grosser Teil der bisherigen Literatur lässt an Zuverlässigkeit manches zu wünschen übrig. Die faunistischen und stratigraphischen Bearbeitungen der in Frage stehenden Schichtserien sind in den meisten Fällen ungenügend. Es liegt mir ferne, mit dieser Feststellung die durch mehrere Generationen schon bisher geleistete enorme Arbeit in Abrede zu stellen oder verkleinern zu wollen. Aber die Aufgaben, die noch zu lösen sind, wenn sichere Unterlagen für eine zuverlässige Parallelisierung der südosteuropäischen sarmatisch-pontischen Ablagerungen geschaffen werden sollen, sind mindestens ebenso enorm.

Ich war daher auch weder in meiner früheren Arbeit über « Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas », noch bin ich in vorliegender Arbeit bemüht, den Versuch einer durchgreifenden Parallelisierung dieser Bildungen zu wagen, neben die zahlreichen schon bestehenden Versuche noch weitere, zwangsläufig ebenso unbefriedigende Versuche zu stellen. Vielmehr habe ich versucht, die bisherige Literatur kritisch zu sichten, irrige Interpretationen als solche nachzuweisen und dadurch hier oder dort den Weg zu einer richtigeren Erkenntnis frei zu machen. Diese Aufgabe ist nicht immer leicht, stets undankbar und nicht durchführbar, ohne oft vielleicht auch scharfen Widerspruch auszulösen. Da ich aber keine anderen Ziele verfolge als eine Klärung der Probleme, wird mich jeder von Nebenmotiven ebenso unbelastete Widerspruch nur freuen, zumal wenn er Beiträge zu einer Klärung bringt.

GEOGRAPHISCHE UMSCHREIBUNG DES MITTLEREN DONAUBECKENS

Wir finden in der geologischen Literatur in letzterer Zeit oft die Bezeichnung « Pannonisches Becken » für die geographisch-geologische Einheit, die sonst unter dem Namen « Mittleres Donaubecken » zusammengefasst wird. Pannonien ist aber das Gebiet südwestlich des grossen Donauknies. Selbst die Gebiete Ungarns nördlich und östlich der Donau gehören nicht

Institutul Geologic al României

mehr dazu, auf gar keinen Fall aber zum Beispiel das Banat oder Siebenbürgen. Daher ist die Ausdehnung der Bezeichnung « Pannonisches Becken » auf alle diese Gebiete falsch. Die geographisch richtige, zusammenfassende Bezeichnung dieser Gebiete ist der Name Mittleres Donaubecken. Für Pannonien war die Donau Grenzfluss, für das Mittlere Donaubecken ist sie die zentrale Lebensader.

Die Grenzen des Mittleren Donaubeckens decken sich mit denen des Verbreitungsgebietes der *Melanopsis fossilis* und der *Melanopsis vindobonensis*, der *Congeria partschi* und vieler anderer Formen, die für die Unteren Congerienschichten so bezeichnend sind, also mit dem Verbreitungsgebiet der Unteren Congerienschichten.

Es ist bezeichnend, dass der Name « Pannonisches Becken » in die geographische Literatur keinen Eingang gefunden hat. Dafür finden wir ausser der Bezeichnung Mittleres Donaubecken (oder Mitteldanubisches Becken) in der geographischen und der geologischen Literatur auch noch die Bezeichnung « Innerkarpatische Senke ».

Lóczy L. (1941) verwendet für den ungarischen Anteil am Mittleren Donaubecken die Bezeichnung « Ungarisches Beckensystem » und unterscheidet innerhalb desselben zwei geographische Einheiten, die durch die Donau von einander getrennt werden: das « Alföld » östlich der Donau und « Pannonien » westlich der Donau.

Am Mittleren Donaubecken haben Anteil:

1. Deutschland mit den ostmärkischen Gebieten: Wiener Becken, Burgenland, steiermärkische Beckenteile.
2. Slowakei.
3. Ungarn.
4. Rumänien mit dem Ostrand der Theiss-Ebene (Banat, Bucht der Weissen Criș, Bucht von Beiuș) und Siebenbürgen.
5. Kroatien.
6. Serbien.

Institutul Geologic al României

I. DIE STRATIGRAPHIE DES PLIOZÄNS

A) DIE STRATIGRAPHIE DES MARINEN PLIOZÄNS

Für die stratigraphische Gliederung gilt als Norm die durch die Entwicklung der marinen Faunen bedingte Einteilung.

In der von DESHAYES (1830) und von LYELL (1832) durchgeführten Gliederung der marinen Tertiärablagerungen, für die der Prozentgehalt der Faunen an rezenten Formen die Grundlage bildete, wurden für das Miozän die Ablagerungen Mittelfrankreichs, die mit dem Torton abschliessen, für das Pliozän aber die marinen jungtertiären Ablagerungen Italiens, die mit dem Plaisancien beginnen, als Typus angenommen. Aus der Zeit zwischen Torton und Plaisancien fehlen in Europa marine Bildungen, abgesehen von einigen Vorkommen an der Atlantischen Küste Frankreichs und Belgiens, deren genaue stratigraphische Eingliederung jedoch nicht möglich ist.

Aber selbst wenn wir über Europa hinausgreifen an den Südrand des Mittelmeeres, nach Nordafrika, finden wir nirgends für die Zeitspanne vom Torton bis zum Plaisancien geschlossene Profile mariner Sedimente, die den Versuch einer Parallelisierung der europäischen kontinentalen Ablagerungen mit marinen Bildungen gestatten würden.

Diese Verhältnisse führten zu den Verlegenheitsversuchen, gewisse brakkische Einschläge im oberen Torton Frankreichs und Nordafrikas unserem Sarmat gleichzustellen und mehr von einer sarmatischen Fazies des oberen Torton zu sprechen, als von einer selbständigen Stufe. So betrachtete DEPÉRET (1893) das Sarmat als Anhängsel des Torton, eine Auffassung die nachher ganz allgemein von den französischen Autoren vertreten wurde und Veranlassung dazu gab, auch unser südosteuropäisches Sarmat noch ins Torton stellen zu wollen (SPALEK, 1937).

GIGNOUX (1926) stellte in seiner Tabelle (S. 487) das Sarmat Osteuropas dem Torton gleich, in seinem Schema (S. 495) aber parallelisierte er mit dem unteren Torton die Mergel von Baden und den Leithakalk, über denen er im Wiener Becken die Cerithienschichten folgen lässt.

Selbstverständlich kann für die Beurteilung und Definition einer Stufe nur d i e Gegend massgebend sein, in der diese Stufe typisch und vollständig

Institutul Geologic al României

ausgebildet ist. Dem Sarmat kommt aber in Südosteuropa die Bedeutung einer selbständigen Stufe zu. Dieser Stufe muss in der allgemeinen stratigraphischen Gliederung der ihr gebührende Platz eingeräumt werden und zwar nicht auf Kosten des Torton, da dieses in Südosteuropa auch vollständig entwickelt ist und in seinen oberen Horizonten auch brackische Bildungen zeigt, wie die Schichten mit *Venus konkensis* und das Buglow. Es ist nicht einzusehen, weshalb nicht diese obertortonen brackischen Bildungen den obertortonen brackischen Bildungen Frankreichs entsprechen sollen.

Sahélien. Als marines Äquivalent der Pontischen Stufe wird allgemein die Sahélien Stufe Nordafrikas angegeben. Die Bezeichung stammt von POMEL (1858), der sie für einen Mergelkomplex in der Provinz d'Oran und in dem Tale Chélif in Algier prägte.

Nach DEPÉRET (1896) wird das Sahélien im Tale von Chélif durch sehr fossilreiche blaue Mergel mit *Cardita jouanneti laeviplana*, *Ancilla glandiformis* L. gebildet, deren miozänes Alter (Torton, Mollasse de Cucuron) zweifellos ist. Doch zeigt die Fauna im Tale von Chélif in ihrer Gesamtheit einen jüngeren Charakter als die tortonen Mergel in Frankreich und Italien.

Nach BRIVE (1896) liegen die Tone des Sahélien diskordant über den Sandsteinen des Helvet, zum Teil auch über Kreide. Ihre Fauna wird charakterisiert durch eine eigentümliche Mischung von tortonen und plaisancienen Formen.

In Tunis bildet das Sahélien nach STCHEPINSKY (1938) einen selbständigen, marinen Zyklus zwischen Vindobon und marinem Pliozän und wird nach oben und unten durch Diskordanzen begrenzt. Es beginnt mit Basiskonglomeraten.

In Nordmarokko, im Gebiet von Sud-Rifain liegt nach GENTIL (1911) das Sahélien überall transgressiv über dem Vindobon und beginnt an der Basis mit Konglomeraten und groben Sanden.

Somit wird das Sahélien sowohl nach unten gegen das Torton oder ältere Bildungen durch eine Diskordanz getrennt, als auch nach oben gegen das Plaisancien. Daher kann das Sahélien irgend einem Teil des Sarmat, des Mäot oder des Pont entsprechen. Eine genauere Parallelisierung aber scheint nach den gegebenen Verhältnissen nicht möglich zu sein.

Für marine Bildungen in NO-Frankreich (Bretagne, Anjou, Vendée und Cotentin), die teils über Kristallin, teils über erodiertes Vindobon und älteres Tertiär transgredieren, wurde von DOLLFUS (1902, 1904/08) die Bezeichnung Redonien geprägt. Die Fauna des Redonien weicht von der der Faluns des Vindobon stark ab, obwohl sie eine grosse Zahl gemeinsamer Arten besitzen.

In Belgien wurden marine Bildungen, die transgressiv über dem Rupelien liegen Anversien genannt.

Institutul Geologic al României

Das Redonien und das Anversien werden dem Sahélien Nordafrikas gleichgestellt und gestatten, so wie dieses, auch keine sicherere stratigraphische Abgrenzung.

B) STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER BINNENABLAGERUNGEN

1. DIE KONTINENTALE PERIODE IN EUROPA ZUR ZEIT DER PIKERMIFAUNA

Ein Vergleich der Gliederung der marinen Ablagerungen Europas mit der Gliederung der Faunen der Landsäugetiere ergibt, dass der Mediterranen und der Sarmatischen Stufe die Fauna mit *Mastodon angustidens* entspricht, dem älteren marinen Pliozän Italiens (Plaisancien-Astien) dagegen die Fauna mit *Mastodon arvernensis*.

Ein sicheres marines Äquivalent für die kontinentalen Ablagerungen der Fauna mit *Mastodon longirostris* (Pikermi, Baltavár, Eppelsheim, Cucuron), die sich zwischen die Fauna mit *Mastodon angustidens* einerseits und die Fauna mit *Mastodon arvernensis* andererseits einschaltet, kennt man in Europa nicht. Daher stellt die Zeit des *Mastodon longirostris* für Europa « eine der ausgezeichnetsten Kontinentalperioden im ganzen Verlauf der geologischen Geschichte dar » (Neumayr, 1879).

Im Südosten Europas entstanden während dem unteren Sarmat noch in grosser Ausdehnung die semimarinen brackischen Ablagerungen der Paratethys Laskarevs (1924). Zur Zeit des mittleren Sarmat gehört aber auch der grösste Teil der Paratethys schon zum ausgesprochen kontinentalen Bereich und im oberen Sarmat und unteren Mäot kennen wir brackische Ablagerungen nur noch im äussersten Südosten, in den Randgebieten des Schwarzen Meeres. Ebenso ist das Pont für Europa eine ausgesprochen kontinentale Periode.

So folgen im Rhônetal über dem Torton brackische, nachher lakustre und fluviatile Ablagerungen. Die Ablagerungen der kontinentalen Periode werden ins Pont gestellt. Sie enthalten ausser der reichen Säugetierfauna noch *Congeria subcarinata*, *C. simplex*, *C. dubia*, *Melanopsis matheroni*. Über diesen Bildungen liegen die marinen Ablagerungen des Plaisancien.

Ebenso finden wir in Deutschland, in Spanien und Portugal aus dieser Zeit nur kontinentale Ablagerungen mit Säugetierresten der Fauna von Pikermi.

In Italien hat Capellini (1874) im Liegenden des marinen oberen Pliozäns in gipsführenden Ablagerungen eine Fauna gefunden, die er der von Rădmănești, die Fuchs aber (1874, S. 219) dem Kalk von Odessa gleich-

Institutul Geologic al României

stellt. Aus diesen Bildungen werden erwähnt: *Congeria simplex*, *Cardium catillus*, *C. pseudocatillus*, *C. novorossicum*, *C. odessae*, *C. plicatum*. Sonst ist nach CAPELLINI (1879/80) das Pont in Italien durch terrestre Bildungen vertreten.

Da somit für die stratigraphische Gliederung und Parallelisierung der Ablagerungen, die der Entwicklungsphase der Fauna von Pikermi entsprechen, in Europa die marinen Ablagerungen als Vergleich fehlen, kann im Mittleren Donaubecken einerseits, im Euxinischen Becken andererseits die stratigraphische Gliederung und Parallelisierung der Ablagerungen der verschiedenen Becken und Beckenteile nur mit Hilfe der Binnenfauna versucht werden.

2. DIE SÄUGETIERFAUNA

DIE SÄUGETIERE ALS STRATIGRAPHISCHE LEITFORMEN

Für die Abgrenzung grosser stratigraphischer Einheiten erweisen sich im Neogen die Säugetierfaunen als nützlich. Doch sind die Reste der Säugetiere auf Schotter, sowie Ablagerungen der Uferzonen und ganz seichter Beckenteile beschränkt, sie fehlen den strandfernen Ablagerungen. Den Mollusken gegenüber aber bieten sie den grossen Vorteil, dass ihre verschiedenen zeitgebundenen Entwicklungsstadien sich infolge ihrer Beweglichkeit rasch über weite Gebiete verbreiteten und dadurch wertvolle stratigraphische Leitformen abgeben. Doch eignen sie sich infolge ihrer meist relativ grossen Langlebigkeit mehr für die Abgrenzung grösserer stratigraphischer Einheiten verschiedener Becken, nicht aber für stratigraphische Detailgliederung.

DIE NEOGENEN SÄUGETIERFAUNEN

DIE FAUNENFOLGE

Innerhalb des Neogens folgen drei Säugetierfaunen zeitlich aufeinander, die sich gegenseitig ausschliessen. Jede dieser Faunen wurde innerhalb Europas an zahllossen Punkten festgestellt. Dabei hat sich ihre Horizontbeständigkeit immer sicherer bestätigt. Diese drei Faunen sind innerhalb des Neogens in Europa stratigraphische Kriterien aller erster Ordnung.

Die Gliederung der neogenen Säugetierfaunen wurde für die Ablagerungen des Mittleren Donaubeckens von SUESS (1860 und 1863) erkannt und nachher von FUCHS (1877), NEUMAYR (1879), HOERNES R. (1903) und anderen weiter entwickelt.

1879 gab NEUMAYR (S. 42) folgende Einteilung der jungtertiären Säugetierfaunen:

Institutul Geologic al României

1. Die miozäne Säugetierfauna von Eibiswald, Sansan u. a. mit *Mastodon angustidens*, *M. tapiroides*, *Dinotherium cuvieri*, *Rhinoceros sansaniensis*, *Anchitherium aurelianense* u. a.

2. Die Fauna von Baltavár, Cucuron, Eppelsheim und Pikermi mit *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros schleiermacheri*, *Aceratherium incisivum*, *Hipparion gracile* u. a.

3. Die ältere Fauna des Arnotales, Fauna von Montpellier und Ajnácskö mit *Mastodon arvernensis*, *M. borsoni*, *Tapirus priscus*.

DIE MIOZÄNE SÄUGETIERFAUNA

Die Säugetierfauna mit *Mastodon angustidens* weist während der langen Zeit der Mediterranen Stufen und des Sarmat einen einheitlichen Typus auf.

Bereits im Aquitan ist *Mastodon angustidens* weit verbreitet und sowohl *M. angustidens* f. typica als auch *M. angustidens* f. *subtapiroidea* halten nach SCHLESINGER (1921) bis an die oberste Grenze des Miozäns (Sarmatische Stufe) an und verbreiteten sich weit über die Grenzen Europas aus. Die f. typica gelangte einerseits nach Indien, andererseits nach Amerika, wohin auch Vertreter der f. *subtapiroidea* mit abwanderten.

DIE SÄUGETIERFAUNA DES UNTEREN PLIOZÄNS

DIE PIKERMIFAUNA DES MÄOT UND PONT

Die Säugetierfauna des unteren Pliozäns, die mit bemerkenswerter Gleichförmigkeit sich während des ganzen Mäot und Pont erhielt, wurde ausser von vielen anderen Orten vor allem von Pikermi, Cucuron, Eppelsheim, Baltavár, Cimișlia und Taraclia beschrieben. Keines der zahlreichen klassischen Vorkommen miozäner Faunen Westeuropas aber hat Elemente dieser Fauna geliefert. Auch das Sarmat des Mittleren Donaubeckens kennt nur die Fauna mit *Mastodon angustidens*.

Die Fauna mit *Mastodon longirostris* und *Hipparion gracile* wird allgemein als Fauna von Pikermi bezeichnet. Die Schichten, die bei Pikermi (Griechenland) die berühmt gewordene Säugetierfauna geliefert haben, gestatten aber keine nähere Horizontierung, da den roten Tonen Mollusken fehlen und die Lagerungsverhältnisse keine näheren stratigraphischen Anhaltspunkte liefern. Durch *Mastodon longirostris* f. *attica*, eine Form, die nach SCHLESINGER auch bei den Fundstellen in der Nähe von Wien vorkommt, ist aber die zeitliche Gleichstellung mit den Wiener Vorkommen gesichert.

Da für die stratigraphische Bestimmung der Vorkommen der Pikermifauna in Westeuropa und deren Parallelisierung mit der Schichtenfolge im Mittleren Donaubecken und im Euxinischen Becken gegenwärtig nur die

Institutul Geologic al României

Säugetierfauna zur Verfügung steht, auf Grund der Säugetierfauna aber nicht festgestellt werden kann, ob es sich um Pont, Mäot oder vielleicht sogar oberes Sarmat handelt, kann auch auf Grund der westeuropäischen Vorkommen die stratigraphische Verbreitung dieser Fauna nicht auf das Pont s. str. eingeschränkt werden, wie das in der Literatur über diese Vorkommen meistens gehandhabt wird. Die auf die Zeit mit *Mastodon angustidens* folgende Periode, aus der die Ablagerungen mit der Fauna mit *Mastodon longirostris* stammen, ist für Westeuropa so ausgesprochen Kontinentalperiode, dass hier eine Gliederung ähnlich der in Südosteuropa nicht durchführbar ist. Deswegen scheiden auch alle näheren Parallelisierungsversuche von vornherein aus. Die kontinentalen Ablagerungen Westeuropas mit Resten der Pikermifauna entsprechen zeitlich mindestens unserem Mäot und Pont, ohne dass eine nähere zeitliche Fixierung möglich wäre. Es fehlen hiefür alle Vergleichsmomente, da die Säugetierfauna für beide Stufen die gleiche bleibt.

DIE STRATIGRAPHISCHE VERBREITUNG DES *MASTODON LONGIROSTRIS* KAUP. UND DES *MASTODON GRANDINCISIVUM* SCHLES.

An der Wende von Miozän und Pliozän treten nach SCHLESINGER an mehreren Punkten Europas erst Übergangstypen auf, die Charaktere von *Mastodon angustidens* mit solchen von *Mastodon longirostris* vermengt zeigen, bis sich im Unterpliozän immer deutlicher die Art des *Mastodon longirostris* heraushebt. Sie verbreitet sich über ein ausserordentlich weites Gebiet. Fast ganz Europa beherbergt ihre unzweifelhaften Reste, über Pikermi und die ägäische Landbrücke gelangte sie auch nach Persien (Maragha). Somit hat *Mastodon longirostris* sich innerhalb Europas aus *Mastodon angustidens* entwickelt.

Mastodon longirostris KAUP. kommt im Mäot Südbessarabiens (Taraclia, Cimişlia usw.) vor. Im Wiener Becken werden seine Reste in den Congerienschichten (bei Altmannsdorf und Meidling, ferner in den Belvederegruben und am Laaerberg) gefunden. In Ungarn haben dagegen die Unteren Congerienschichten nach SCHLESINGER bisnoch keine Vorkommen von *Mastodon longirostris* geliefert, doch stammen die typischesten Reste dieser Art aus den Oberen Congerienschichten Ungarns, aus den Schichten mit *Cong. ungulacaprae* (Gubacs, Köbánya). Ferner kommt *Mast. longirostris* in typischer Prägung bei Baltavár in Schichten mit *Unio wetzleri* vor, die HALAVÁTS ins obere Pont, SÜMEGHY (1923) aber ins Daz stellt, hauptsächlich wohl wegen *Unio wetzleri*. Da aber *Unio wetzleri* tatsächlich auch in viel älteren Schichten schon auftritt (siehe S. 225), wäre doch die Frage noch näher zu untersuchen, ob nicht vielleicht auch ein Teil der Schichten mit *Unio wetzleri* in Ungarn zeitlich schon pontischen Ablagerungen entspricht, wenn auch vielleicht die

Institutul Geologic al României

Hauptmasse derselben ins Daz zu stellen sein wird. Die Säugetierfauna von Baltavár weicht so vollkommen von der der dazischen Stufe mit *Mastodon borsoni*, *Mast. arvernensis* usw. ab, dass sie innerhalb sicher dazischer Schichten nur auf sekundärer Lagerstätte möglich wäre. Tatsächlich stellt SZADECZKY (1938), ebenso wie auch WINKLER (1938) den Horizont mit *Unio wetzleri* in das Pont als dessen obersten Horizont.

Neben *Mastodon longirostris* zweigt von Übergangstypen von *Mastodon angustidens* CUV. nach SCHLESINGER (1922) auch *Mastodon grandincisivum* SCHLES. ab, dessen untere Stosszähne sich zu einer mächtigen Schaufel entfalteten. Diese Form soll auf das Oberpont beschränkt sein.

DIE STRATIGRAPHISCHE VERBREITUNG DES *HIPPARION GRACILE*

Hipparion gracile ist die häufigste und am weitesten verbreitete Form dieser Fauna. Sie verbreitete sich aus Nordamerika über Asien nach Europa.

Ihr frühestes Auftreten bezeichnet überall den Beginn des Pliozäns. Diese Auffassung gilt heute allgemein als gesichertes Ergebnis zahlreicher Spezialarbeiten wie: SCHLOSSER (1907), MATTHEW (1929), STROMER (1937), STOLLEY (1938), KLEINPELL (1938), KÖNIGSWALD (1939).

Andererseits rechnet STOLLEY (1938), hauptsächlich auf Grund der russischen Angaben, auch mit der Möglichkeit des Vorkommens vereinzelter Vorläufer im oberen Miozän, wenn er auch an der allgemeinen Gültigkeit des *Hipparion gracile* als Leitfossil der pontischen Stufe festhält.

Über den aus angeblichem Miozän von Sylt stammenden Hipparionzahn entstand schon eine ganze Literatur. Ausserdem veröffentlichte TOBIEN (1938) aus obermiozäner Süsswassermolasse von Höwenegg einige Zähne von *Hipparion gracile*. Doch weist KÖNIGSWALD (1939) darauf hin, dass es sich bei Sylt um einen vereinzelten Zahn handelt, dessen primäre Lagerstätte nicht geklärt ist, und dass TOBIEN von Höwenegg ausser *Hipparion* noch *Rhinoceros* sp., *Mastodon* sp. und *Cervus* sp. angebe. Es könne daher an keiner der zwei Fundstellen der Beweis geliefert werden, dass *Hipparion* hier innerhalb einer sarmatischen Säugetierfauna auftrete.

Soviel ist sicher, dass an keiner der zahlreichen klassischen Fundstellen des Obermiozäns je *Hipparion* gefunden wurde, vielmehr tritt *Hipparion* überall mit einer rein unterpliozänen Begleitfauna auf, vor allem mit *Mastodon longirostris*, das den sarmatischen Faunen auch fehlt.

Selbst in Amerika (STRITON 1933) und Asien, woher *Hipparion* ja zu uns kam, tritt es nirgends innerhalb einer miozänen Tierwelt auf, sondern ist immer mit Elementen der pontischen Fauna vergesellschaftet. Daher ist nach KÖNIGSWALD selbst die Annahme eines hypothetischen Vorläufers des pontischen *Hipparions* im europäischen Sarmat nicht gerechtfertigt.

Institutul Geologic al României

TRITT DIE PIKERMIFAUNA SCHON IM SARMAT AUF ?

Die Fauna mit *Mastodon longirostris* wurde verschiedentlich für Südosteuropa auch aus dem mittleren und oberen Sarmat erwähnt.

So stellt GILLET (CHAPUT et GILLET 1938) in einer Tabelle, die sie über die stratigraphische Verbreitung der Fauna von Pikermi in Zentraleuropa und Osteuropa gibt, die Pikermifauna von Skoplje (Üsküb) ins mittlere Sarmat. Diese Angabe geht auf eine Veröffentlichung LASKAREVS (1936) zurück, in der er *Aceratherium* sp. aff. *incisivum* CUV. aus schotterigen Sanden mit *Prososthenia suessi* BURG. erwähnt, die LASKAREV selber als Untere Congerienschichten bezeichnet und nach seiner bekannten Auffassung über die Stratigraphie der Congerienschichten auch hier ins obere Miozän (mittleres und oberes Sarmat) stellt. Doch ist diese Auffassung LASKAREVS als subjektive Meinung zu werten keineswegs aber als bewiesen.

Die im Liegenden der Unteren Congerienschichten in diesem Becken auftretenden Bildungen bestehen nach LASKAREV aus Tonen und Kohle mit *Mastodon angustidens subtapiroides* SCHLES. sowie sandigen Mergeln und Tonen mit *Planorbis*. Diese Bildungen stellt LASKAREV ins untere Sarmat.

Die Molluskenfauna der oberen Sande, die seinerzeit von BURGERSTEIN bearbeitet wurde, besteht aus lauter lokalen Formen, hauptsächlich Prososthenien, ferner *Neritina* und *Melania*, auf Grund deren über das nähere Alter dieser Bildungen nichts ausgesagt werden kann. Nach dem von LASKAREV gegebenen Profil dieses Vorkommens könnte der Horizont mit *Aceratherium* sp. aff. *incisivum* sogar ins Daz gestellt werden. Für eine auch nur halbwegs sichere Horizontbestimmung fehlen bisnoch alle notwendigen Elemente.

Ausserdem stellt GILLET die Vorkommen der Pikermifauna vom Plattensee und einen Teil der Vorkommen von Budapest ins Pont, einen anderen Teil der Vorkommen von Budapest und Baltavár ins Mäot. Die Vorkommen des Wiener Beckens verteilt sie auf Pont, Mäot und oberes Sarmat. Warum?

Verschiedentlich wurde die Fauna von Pikermi auch aus dem oberen Sarmat Russlands angegeben. So soll nach ANDRUSOV (1902) die Pikermifauna in Südrussland häufig in den obersarmatischen Schichten mit *Mactra bulgarica* TOULA vorkommen, nach ADRIANOV und LARYN (1935) in der Eldarsteppe im Obersarmat mit *Mactra caspia* EICHW., nach BORISJAK (1911 und 1914) im Sarmat von Sevastopol.

Das Vorkommen von Sevastopol wurde von KÖNIGSWALD (1939) als nachträgliche Spaltenfüllung gedeutet.

Die von ADRIANOV und LARYN (1935) aus der Eldarsteppe (Transkaukasien) aus dem oberen Sarmat mit *Mactra caspia* veröffentlichten ausgedehnten Knochenlager der Pikermifauna erscheinen stratigraphisch verdächtig. Diese Schichten werden transgressiv überdeckt von Schichten der Kujalnik-

Institutul Geologic al României

stufe. Es dürfte sich empfehlen, für die Vorkommen Südrusslands, auch die von ANDRUSOV angegebenen, das Ergebnis einer späteren Überprüfung abzuwarten. Bevor ihre stratigraphische Lage nicht einwandfrei sichergestellt ist, und es scheinen da doch noch mannigfache Fehlerquellen im Bereiche der Möglichkeit zu liegen, sollten wir davon absehen, auf Grund dieser Angaben das Vorkommen der Pikermifauna bereits im oberen Sarmat als erwiesen zu betrachten. Es ist jedenfalls auffallend, dass weder ATANASIU J. (1940) aus dem oberen Sarmat der Moldau, noch MACAROVICI (1940) aus dem oberen Sarmat Bessarabiens irgendwelche Reste der Fauna von Pikermi erwähnen, während im Mäot die Vorkommen sich häufen.

Die von KADICS und KRETZOI (1926/27) aus angeblichem Sarmat von Csákvár in Ungarn veröffentlichte Pikermifauna, stammt aus Ablagerungen einer Höhle im Triasdolomit. Ausser der Zusammensetzung der Fauna fehlen anderweitige stratigraphische Kriterien. Nach KÖNIGSWALD (1939) und MOTTL (1939) ist diese Fauna sicher pontisch. Jedenfalls wurden aus dieser Fauna von KADICS und KRETZOI im ganzen 6 Formen spezifisch bestimmt (abgesehen von den als neue Arten beschriebenen Formen) und alle sechs sind typische Vertreter der Pikermifauna: *Mastodon longirostris* KAUP., *Hipparion gracile* KAUP., *Hipparion mediterraneum* HENS., *Tragoceras amaltheus* GAUD., *Gazella brevicornis* ROTH et WAGNER, *Dicerorhinus orientalis* RINGSTR. Es liegt somit auch faunistisch kein Grund vor, dieser Fauna ein höheres Alter zuzuschreiben als den übrigen Vorkommen der typischen Pikermifauna.

Nach ARABU (1916 und 1917), nach MALIK und NAFIZ (1933), ferner nach CHAPUT und GILLET (1938) kommt die Pikermifauna im Obersarmat bei Istambul vor.

Das Sarmat westlich des Golfes von Kücük Cekmece bei Istambul wird nach ARABU durch einen grossen Reichtum an Melanopsiden (*Melanopsis trojana* HOERNES R.) charakterisiert, ausserdem erwähnt er noch *Unio steindachneri*, *Neritina scamandri*, ferner *Mactra caspia*. Nach ARABU (1917) ist nur der untere Teil dieses Sarmat synchron mit dem Sarmat des Wiener Beckens, der obere Teil entspricht dem « mäotischen Obersarmat » Südrusslands und den Congerienschichten des Wiener Beckens.

CHAPUT und GILLET (1938) untersuchten ein ähnliches Vorkommen östlich des Golfes von Kücük Cekmece, das von MALIK und NAFIZ (1933) angegeben worden war. Anfangs hatte CHAPUT Hemmungen, diese Fauna ins Sarmat zu stellen und nahm an, dass die Sande mit *Hipparion* über dem Sarmat liegen. 1934 meinte er aber, dass sie tatsächlich den Schichten mit *Mactra* zwischengelagert seien. Da aber *Mactra bulgarica* und *Mactra caspia* aus diesen Schichten ihm nicht typisch ausgebildet erschienen, nahm er an, dass der obere Teil der Schichten mit *Mactra*, die Sande mit *Hipparion*, schon ins Mäot zu stellen sei. In seiner neueren Arbeit (1938) nun kommt er zu dem Ergebnis, dass die Fauna mit *Hipparion gracile* hier in sarmatischen

Institutul Geologic al României

Schichten liege. Da dieselbe kleine Varietät der *Mactra bulgarica* auch im Sarmat von Stavropol vorkomme, da ferner die Formen aus der Gruppe der *Mactra caspia*, die er früher als *Mactra subcaspia* ANDR. und *Mactra karabugasica* ANDR. bestimmt hatte, etwas von diesen ihnen verwandten oberpliozänen Formen (Aktschagyl) abweichen und da nach den Bestimmungen von GILLET alle Mactren von Kücük Cekmece obersarmatisch seien, nimmt CHAPUT nun an, dass *Hipparion gracile* in Südosteuropa bereits im oberen Sarmat auftrete.

In diesem Zusammenhang kommt einer Fauna, die GILLET aus der Gegend von Athen veröffentlichte (1938), ein gewisses Interesse zu. FUCHS (1877) hatte eine sehr ähnliche Fauna von Trakones beschrieben und auf deren grosse Ähnlichkeit mit der Fauna des Kalkes von Odessa hingewiesen. Später stellte BOUCART (1919) diese Fauna auf Grund ihres Reichtums an Mactren und kleinen Limnocardien von sarmatischem Typus ins Sarmat. Eine ähnliche Fauna wie die von Trakones veröffentlichte GILLET von Perama westlich vom Piräus. Ausser 12 Mactraformen (darunter *Mactra* cf. *caspia* EICHW., *M.* cf. *subcaspia* ANDR., *M.* cf. *karabugasica* ANDR. usw.), *Tapes* cf. *gregarius* EICHW. bestimmte GILLET zahlreiche Süsswasserformen, die sie mit pontischen Arten vergleicht.

Diese an Mactra-Arten so reiche pontische Fauna lässt gewisse Zweifel aufkommen, ob tatsächlich alle Faunen auch Südrusslands, aus denen *Mactra bulgarica* oder *Mactra caspia* bestimmt wurden, ins Sarmat gehören. Vielleicht handelt es sich da in manchen Fällen um ähnliche mäotische, pontische oder auch noch jüngere Schichten mit zahlreichen Mactren. Bei den oft überaus ähnlichen brackischen Faunen, die am Rande des Schwarzen und des Mittelländischen Meeres bis in die jüngste Zeit zur Ablagerung gelangten, sind sicherere stratigraphische Bestimmungen oft erst nach detaillierter Bearbeitung grosser Gebiete möglich und diese Vorbedingung scheint für die Gebiete um das Schwarze Meer herum vorläufig zum grossen Teil noch zu fehlen.

Dass diese Vorbehalte betreffend die Bestimmung gewisser Schichten mit Mactra-Arten als Obersarmat tatsächlich berechtigt sind, wird unter anderem durch die so eigenartige mactrareiche Fauna der dem Daz oder gar Levantin entsprechenden Aktschagylschichten des kaspischen Gebietes bezeugt.

Im Aktschagyl treten Mactren auf, die den obersarmatischen Mactren sehr nahe stehen, ohne dass zwischen den sarmatischen und den aktschagylen Mactren im Mäot und Pont eine Verbindung bekannt wäre. Nach ANDRUSOV (1906, S. 418) schliesst sich *Mactra subcaspia* und *Mactra karabugasica* an die obersarmatische *Mactra caspia* an und die *Mactra imago* an die obersarmatische *Mactra bulgarica*.

Auch die aktschagylen Cardiaceen sind nach ANDRUSOV (1923, S. 285) von sarmatischem Typus und nicht von pontischem. *Cardium dombra* ANDR.

Institutul Geologic al României

und die verwandten Formen erinnern an die Formen der Gruppe *Cardium obsoletum*. Andere Formen stehen dem *Cardium plicatum* EICHW. und dem *Cardium loveni* NORDM. nahe.

Ausserdem treten im Aktschagyl plötzlich wieder *Cerithien* auf, die mit untersarmatischen und mäotischen Formen verwandt sind.

Alle diese faunistischen Charaktere des Aktschagyl können nach ANDRUSOV auf Grund der faunistischen Ausbildung der bis heute aus diesen Gebieten bekannt gewordenen, älteren Ablagerungen nicht erklärt werden.

Da ANDRUSOV für die nachsarmatische Zeit keine Möglichkeit einer Verbindung des Pontokaspischen Gebietes mit dem Ozean sieht und da ausserdem die Mactren, Cerithien und Cardien des Aktschagyls auch keine Analogien mit den bekannten marinen Faunen des Pliozäns Europas und Südasiens zeigen, kann nach ihm nur die eine Erklärung für diese Erscheinungen gegeben werden, dass diese sarmatoiden Formen des Aktschagyls im Gebiet des Pontokaspischen Beckens nach dem Sarmat Zufluchtsorte fanden, wo sie überleben und sich nachher, als die Bedingungen für sie wieder günstig wurden, wieder über grosse Gebiete ausbreiten konnten.

So müssen wir nach ANDRUSOV auch zur Erklärung einer ganzen Reihe anderer Erscheinungen in der Geschichte der neogenen Faunen des Pontokaspischen Gebietes zur Hypothese der Zufluchtsorte greifen. « Wie wäre sonst das Vorkommen der *Cerithien*, *Ervilien*, *Syndesmien*, *Mohrensternien* zu erklären, die auch im unteren Sarmat überwiegen und dann in den mäotischen Schichten in verwandten Formen wieder erscheinen, während die *Cerithien* im mittleren Sarmat eine grosse Seltenheit sind, die *Ervilien*, *Syndesmien* und *Mohrensternien* aber fehlen? Die *Cerithien* verschwinden wieder, um im Aktschagyl abermals zu erscheinen, die *Mactren* aber erscheinen ebenfalls gleichzeitig im letzteren nach einer weiten Verbreitung im oberen Sarmat ».

« Wo die Asyle waren, in denen die aufgezählten Formen (und einige andere) überlebten, wissen wir nicht. Wenn aber die Hypothese der Asyle zu Recht besteht, müssen wir hoffen, sie zu finden: Äquivalente des mittleren Sarmat mit Ervilien, Cerithien und anderen Formen, des oberen Sarmat mit Cardiaceen und Cerithien, des Mäot mit Mactren, des Pont mit einer Fauna von sarmatischem Habitus, die unter anderem auch die Vorfahren der Mactren, Cardiaceen und Cerithien des Aktschagyl enthalten ». (ANDRUSOV, 1923, S. 289).

Vielleicht werden solche Zufluchtsorte leichter gefunden werden, wenn in noch ungenügend studierten Gegenden, in denen die stratigraphischen Profile noch nicht einwandfrei geklärt sind, die noch ungeklärten Probleme gesucht und aufgezeigt werden. Durch die beliebtere Methode, Schwierigkeiten und noch offene Fragen durch eine Darstellung, deren Sicherheit

Institutul Geologic al României

durch die vorläufig erreichten Untersuchungsergebnisse nicht gerechtfertigt ist, zu verdecken, kann dagegen der Weg zur richtigen Erkenntnis auf lange Zeit verlegt werden.

Wie wir sehen, haben vorläufig noch alle Angaben über das Vorkommen der Pikermifauna im Sarmat einen gewissen Schönheitsfehler. Keines dieser Vorkommen ist bisnoch überzeugend als sarmatisch erwiesen. Ob die Pikermifauna schon im Obersarmat auftritt, bleibt daher vorläufig noch eine offene Frage, deren sicherer Lösung aber in stratigraphischer Beziehung grosses Interesse zukäme.

STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DES OBEREN SARMAT

Ablagerungen, die dem sogenannten oberen Sarmat der an das Schwarze Meer grenzenden Gebiete entsprechen, sind bisher weder im Mittleren Donaubecken noch in Westeuropa bekannt geworden. Auf Grund der Vorkommen im Mittleren Donaubecken oder in Westeuropa kann daher nichts über ein Vorkommen oder Fehlen der Pikermifauna in Schichten, die dem «Obersarmat» des Schwarzmeergebietes entsprechen, ausgesagt werden.

Da aber der Schnitt zwischen Miozän und Pliozän entschieden an die Grenze zwischen die stratigraphische Verbreitung der Fauna mit *Mastodon angustidens* und die der Fauna mit *Mastodon longirostris* zu legen ist, müssen die Ablagerungen des sogenannten oberen Sarmat am Nordrand des Schwarzen Meeres, wenn es sich tatsächlich erweisen sollte, dass in ihnen schon die Pikermifauna auftritt, aus dem Verband der sarmatischen Stufe gelöst und schon dem Mäot zugewiesen werden. Einer Verlegung der Grenze zwischen Sarmat und Pliozän an die Oberkante des Bessarab (mittleres Sarmat) stehen auch sonst kaum irgendwelche theoretisch-stratigraphische Bedenken entgegen, da die Ablagerungen des oberen Sarmat eigentlich weder faunistische noch anderweitige Beziehungen zum tieferen Sarmat erkennen lassen.

Tatsächlich ist der Bruch in der Molluskenfauna zwischen dem Bessarab und dem Cherson ein vollkommener. Von der so überaus reichen brackischen Fauna des Bessarab geht nach KOLESNIKOV nur *Mactra naviculata* BAILY ins Cherson über. *Solen subfragilis* HOERN. wird noch im unteren Horizont des Obersarmat (Beschpagir-Schichten) erwähnt, im eigentlichen Obersarmat (Cherson) fehlt auch diese Form.

In Südbessarabien wurden die Schichten des oberen Sarmat nach MACAROVICI (1940) in einem See von geringer Tiefe und stark ausgesüsstem Wasser abgelagert. Dieser See bestand bis ins Mäot (S. 221). Die Tone des Mäot liegen konkordant über dem oberen Sarmat. Eine genaue Grenze kann nach MACAROVICI (S. 223) zwischen diesen zwei Horizonten sehr schwer festgestellt werden. Es scheint eine Kontinuität der Sedimentation vorzuliegen.

Institutul Geologic al României

SINZOV (1882, 1883, 1897, 1900) selber teilte die Cerithienschichten in zwei Horizonte: Schichten mit *Ervilien* (das untere Sarmat der Autoren) und Schichten mit *Nubecularien* (das mittlere Sarmat der Autoren). Seine Übergangsschichten teilte er (1900) ebenfalls in zwei Horizonte: die unteren Schichten mit *Mactra bignoniana* d'ORB. (= *M. caspia*) und die oberen Schichten mit *Dosinien*. Er vereinigte somit die Schichten, aus denen ANDRUSOV (1899) das Obersarmat machte, noch mit denen, aus denen später das Mäot gemacht wurde, in seiner Übergangsstufe.

Wenn wir die Verzeichnisse der von SUESS (1866) für die von ihm aufgestellte Sarmatische Stufe als charakteristisch angegebenen Formen durchsehen, sind es ausschliesslich Formen, die im unteren und zum Teil auch im mittleren Sarmat vorkommen, keine einzige Form des von ANDRUSOV erst im Jahr 1899 aufgestellten oberen Sarmat.

Nomenklatorische Gründe können also keineswegs in dem Sinne geltend gemacht werden, dass die Bezeichung «Sarmatische Stufe» den Umfang behalten müsse, der ihr in Russland später zugeschrieben wurde.

3. DIE MOLLUSKENFAUNA

STRATIGRAPHISCHER WERT DER PLIOZÄNEN SÜSSWASSERMOLLUSKEN

Die Gliederung der südosteuropäischen stehenden Gewässer während des Pliozäns in zahlreiche Einzelbecken hatte die so unglaubliche Mannigfaltigkeit der Molluskenfaunen dieser Becken zur Folge. Jedes Becken hat seine eigenen, nur für dieses Becken charakteristischen Formen geprägt.

Da die Formen der Süsswassermollusken milieu- und ortgebunden sind, eignen sie sich für stratigraphische Zwecke meistens nur innerhalb eng begrenzter Beckensysteme, nur in Ausnahmefällen für stratigraphische Parallelisierungen der Ablagerungen verschiedener Beckensysteme.

So sind Mollusken, die in ihrer Schalenform unverändert die lange Zeitspanne überdauert haben, die für ihre Verbreitung über verschiedene Beckensysteme und grosse Räume normalerweise notwendig sind, naturgemäss stratigraphisch meistens uninteressant. In ihrer Form unstabile, variable Arten dagegen, die auf äussere Einflüsse leicht reagierend in stratigraphisch kurzen Zeitspannen charakteristische Formen entwickeln, die daher für stratigraphische Bestimmungen interessant sein könnten, büssen ihren Wert als stratigraphische Leitformen stark ein, da sie in ihrer Form eben zu unstabil sind, um unverändert weite Wanderungen überstehen zu können. Ihre oft sehr charakteristischen Formänderungen zeigen daher meistens nur lokale, stark beschränkte Verbreitung. Die geringe Eigenbeweglichkeit der Binnenmollusken ist somit in erster Linie die Ursache dafür, dass sie für strati-

Institutul Geologic al României

graphische Parallelisierungen der Ablagerungen verschiedener Beckensysteme sich meistens als ungeeignet erweisen. Dies gilt soweit wir an aktive Ausbreitung der Mollusken, an Wanderungen denken. Passive Verpflanzung, die besonders in der erdgeschichtlich jüngsten Zeit für marine Formen durch die Schiffahrt grössere Ausmasse annehmen konnte, ist für Süsswassermollusken in der Hauptsache doch wohl beschränkt auf Transport hauptsächlich durch Wasservögel oder durch grosse Stürme. Eine derartige Verpflanzung von Binnenmollusken aus einem Wasserbecken in benachbarte oder auch weit entfernte kommt vor und wenn solche Formen zufällig in eine Umgebung kamen, deren Milieu ihnen eine mit ihrer ursprünglichen Form übereinstimmende Weiterentwicklung gestattete, wäre die Möglichkeit einer direkten sicheren zeitlichen Parallelisierung geboten, wenigstens bis zu dem Zeitpunkt in dem in den verschiedenen Becken die Formen dann wieder verschiedenen, eigenständigen Entwicklungen unterworfen wurden. Die oft auffallend geringen faunistischen Beziehungen selbst nahe benachbarter Becken, zwischen denen keine direkte Verbindung bestand, weist aber doch darauf hin, dass die stratigraphisch-faunistische Bedeutung einer eventuellen passiven Ausbreitung der Molluskenformen nicht überschätzt werden darf. Sie wird für die Binnenmollusken praktisch kaum eine Rolle gespielt haben.

In ihrer Schalenform sind die Mollusken stark milieubedingt und gleiche Lebensbedingungen haben in verschiedenen Becken oder auch zu verschiedenen Zeiten oft sehr ähnliche Molluskentypen entwickelt. Daher zeigt die Molluskenfauna mancher Bildungen ein so ähnliches Bild mit der Molluskenfauna viel älterer oder auch jüngerer Bildungen, dass dies schon oft die Ursache ganz falscher stratigraphischer Bestimmungen war.

Ein weiterer Grund, der die Vergleichsmöglichkeiten der Faunen verschiedener Beckenteile ausserordentlich erschwert, ist die Ungleichheit in der Bearbeitung der Faunen, die oft auch durch verschiedene Erhaltungsbedingungen verursacht wird.

CONGERIEN

Die Gliederung der Congerienschichten wurde hauptsächlich mit Hilfe der Congerien durchgeführt. Bei näherem Zusehen erweist sich diese Gliederung aber keineswegs immer als zuverlässig. Die Congerien sind einerseits zu sehr faziell gebunden (siehe z. B.: *Congeria rhomboidea — Congeria triangularis — Congeria ungulacaprae*, die durch die Art ihres Vorkommens Anlass zur Konstruktion von drei verschieden alten Horizonten gegeben haben, obwohl es sich bloss um gleich alte, an verschiedene Fazies gebundene Formen handelt). Andererseits scheinen die Congerien in ihnen entsprechender Fazies immerhin ziemlich langlebig zu sein (siehe z. B.: *Congeria partschi*, die teils

Institutul Geologic al României

aus den tiefsten Schichten der Unteren Congerienschichten, aus sandigen Mergeln bei Belgrad zitiert wird, teils aus den verschiedenen höheren Horizonten der Unteren Congerienschichten, häufig sogar aus den Oberen Congerienschichten, aus der Triangularis-Fazies des Rhomboidea-Horizontes. Es bleibt allerdings noch zu untersuchen, ob die Bezeichnung *Congeria partschi* nicht als Sammelname für tatsächlich verschiedene ähnliche Formen gebraucht wird, so wie seinerzeit *Congeria triangularis)*. Ich habe hier nur einige Formen herausgegriffen. Das Gleiche liesse sich aber auch für die meisten anderen Congerien zeigen. *Congeria panticapaea*, *neumayri*, *hoernesi*, *czjzeki*, *zsigmondyi*, *subglobosa*, *spathulata* usw., usw., sind alles Formen, die sich scheinbar für eine stratigraphische Detailgliederung kaum eignen. So ist es, wenigstens heute noch, eine missliche Sache, mit Hilfe der Congerien Parallelisierungen über weite Gebiete hin durchzuführen.

In neuerer Zeit finden wir z. B. *Congeria panticapaea* ANDR. oft aus Schichten zitiert, die teils den « Übergangsschichten », teils den Unteren Congerienschichten zugeteilt werden. Diese Form wird dann als Beweis für die Zuteilung dieser Schichten zum Mäot angeführt. Es handelt sich hier aber wohl meistens nur um flüchtige Bestimmungen vereinzelter Exemplare mit Hilfe der von ANDRUSOV gegebenen Abbildungen. Abgesehen davon, dass schon diese Abbildungen schwach sind, genügt es wohl, wenn ich ANDRUSOV selber wörtlich zitiere. Er schreibt über diese Form (Dreissensidae 1898, S. 21): « Die Unterschiede bei solchen i n d i f f e r e n t e n Formen sind sehr schwer zu beschreiben ».

In der geologischen Literatur sehr häufig anzutreffende Bestimmungen derartiger Formen hätten nur einen Wert, wenn sie auf Grund der Bearbeitung eines reichen Materials der entsprechenden Formgruppen aus dem Sarmat und den Congerienschichten mit Einbeziehung der Originalexemplare oder wenigstens von Material der Originalfundorte durchgeführt würden. Dies ist aber heute noch nur in seltenen Ausnahmefällen möglich.

Immerhin gibt es auch Congerienarten, die wenn auch faziesgebunden, so scheinbar doch horizontbeständig und charakteristisch sind, wie die *Congeria triangularis* und manche andere mehr.

CARDIEN

Stratigraphisch verhältnismässig zuverlässig scheinen die Cardien zu sein. Doch ist auch hier noch sehr viel faunistisch-stratigraphische Kleinarbeit notwendig, um eine genaue Kenntnis der einzelnen Formen zu gewährleisten. Und gerade die Cardien scheinen nicht gerne aus einem Becken ins andere zu wechseln. So finden wir von all den so charakteristischen Cardienarten des oberen Pont (Rhomboidea-Horizont) des Mittleren Donaubeckens kaum eine im Rhomboidea-Horizont des doch unmittelbar benach-

Institutul Geologic al României

barten Dazischen Beckens wieder, und beinahe jedes cardienführende Vorkommen der Oberen Congerienschichten innerhalb des Mittleren Donaubeckens selber hat neben einzelnen im Mittleren Donaubecken allgemeiner verbreiteten Arten auch seine ganz speziellen, andernorts nicht vorkommenden lokalen Formen.

Nach ANDRUSOV (1909, S. 175) sind die pontischen Limnocardien Russlands und Rumäniens von den Limnocardien der Unteren Congerienschichten des Mittleren Donaubeckens abzuleiten. Aus den Limnocardien des russischen und rumänischen mittleren Sarmat können sie sich nach ANDRUSOV nicht entwickelt haben, weil das mittlere Sarmat von dem Pont in Russland durch die cardienlosen oder cardienarmen Ablagerungen des oberen Sarmat und des Mäot getrennt wird. GILLET stellte diesbezüglich (1938, Limnocardiides, S. 328) nachher die gleiche These auf, zumal da DAVIDASCHVILI (1930) bezüglich der mäotischen Stufe Russlands den Nachweis zu erbringen versucht hatte, dass diese Stufe durch einen neuerlichen faunistischen Einbruch der mediterranen Fazies aus der Tethys gekennzeichnet sei. Darnach wäre auf russischem Gebiet der Zusammenhang zwischen der sarmatischen Fauna mit der pontischen erst recht durchschnitten.

Alle solche Spekulationen kranken aber daran, dass heute die Gliederung des russischen Pliozäns noch nicht ganz durchsichtig erscheint (siehe diesbezüglich auch ANDRUSOV 1923, S. 286—89, bezw. vorliegende Arbeit S. 207). In manchen Fällen ist es schwer, zu beurteilen, in wie weit stratigraphisch selbständige Einheiten oder bloss faziell verschiedene Ablagerungen vorliegen, beziehungsweise welche Bedeutung, welcher stratigraphische Umfang dem einen oder anderen Horizont zukommt. Dadurch wird auch der Versuch einer Parallelisierung dieser Bildungen mit unseren stratigraphischen Einheiten ausserordentlich erschwert, in manchen Fällen ganz illusorisch, da es sich nicht um gleichwertige Einheiten handelt, die obendrein faziell verschieden sind und faunistisch meistens keinerlei Vergleichsmöglichkeiten bieten. Die Faunen, vor allem die Cardien sind grundverschieden. Wo aber in den Faunenlisten des russischen Pliozäns Namen unserer Formen aus anderen Familien (Congerien, Dreissenen, Melanopsiden, usw.) auftauchen, handelt es sich meistens um verdächtige Bestimmungen oder um banale, stratigraphisch uninteressante Formen.

Das Pliozän Russlands ist, trotz der vielen schönen Arbeiten, leider nur sehr bruchstückweise bekannt. Wir stehen da auf noch zu labilem Boden. Selbst im Mittleren Donaubecken, in dem seit vielen Generationen doch viel detaillierter gearbeitet werden konnte, sind noch viele stratigraphische Fragen zu klären und manche Spekulationen erscheinen auch dort noch als verfrüht. In wie ganz anderem Umfange aber erst in Russland, das auch in dieser Beziehung immer noch eine grosse Unbekannte ist. Detaillierte Terrainarbeiten und Neubearbeitung der Faunen können hier grundlegend

Institutul Geologic al României

neue Gesichtspunkte bringen und vielleicht eine sicherere Parallelisierung auch mit unserem Pliozän ermöglichen.

Ich habe hier nur einige wenige Beispiele angeführt, Einzelfälle herausgegriffen aus einer erdrückenden Fülle. Diese Unsicherheit, die ganz besonders bei den Fossillisten des Pliozäns immer wieder festgestellt werden kann, müsste aber bei stratigraphischen Parallelisierungsversuchen, besonders mit Hilfe pliozäner Süsswassermollusken zu grösster Vorsicht mahnen.

UNZULÄNGLICHKEITEN IN DER PALÄONTOLOGIE DER SÜSSWASSERMOLLUSKEN

Weitgehender Einfluss des Milieus auf die Form und Skulptur der Süsswasser- und Pseudobrack- (Kaspibrack-) Formen, ihre oft ungeheure Variabilität, häufiges Auftreten konvergenter Formen zu ganz verschiedenen Zeiten und vieles andere mehr, Erscheinungen, auf die ich ausführlicher in meiner Arbeit über die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov (1932) hingewiesen habe, erschweren die Bearbeitung solcher Faunen oft ausserordentlich.

Es steckt daher in den so sachlich und exakt aussehenden Fossillisten eine Fülle rein subjektiver Wertungen und Urteile, denen oft schwere Mängel anhaften, teils infolge ungenügenden Erhaltungszustandes der Fossilien, teils aber auch infolge der individuell sehr verschiedenen Beobachtungs- und Urteilsfähigkeit, sowie kritischen Einstellung der Bearbeiter der Faunen. Wenn daher keine guten Abbildungen vorliegen, ist es ganz besonders bei vielen Brack- und Süsswasserformen nicht möglich, zu wissen, was der eine oder andere mit diesem oder jenem Namen bezeichnet. Wenn brauchbare Abbildungen von den Formen gegeben werden, ist wenigstens die Möglichkeit einer Kontrolle gegeben. Aber bei einfachen Fossillisten? Und wir sind bei vergleichenden stratigraphischen Studien im Sarmat und Pliozän des Mittleren Donaubeckens heute hauptsächlich auf solche Fossillisten angewiesen.

4. GRENZE PLIOZÄN-MIOZÄN

Da dem älteren marinen Pliozän Italiens die Fauna mit *Mastodon arvernensis* und *Mastodon borsoni* entspricht, wurde früher die ältere Säugetierfauna vom Typus von Pikermi mit *Mastodon longirostris* allgemein noch als miozän betrachtet.

So bezeichnete Depéret (1893) in seiner Gliederung des französischen Neogens die Schichten mit *Mastodon longirostris* und *Hipparion gracile*, *Nassa michaudi* und kontinentalen Mollusken als oberes Miozän und unterschied drei zeitlich aufeinanderfolgende Phasen, deren mittlere Phase den Conge-

Institutul Geologic al României

rienschichten des Wiener Beckens und deren obere Phase den Belvedereschottern entsprechen sollte.

So stellten auch DE STEFANI, NEUMAYR, ZITTEL die Fauna vom Typus von Pikermi noch ins Obermiozän und auch HOERNES R. (1903) hielt diesen Standpunkt für zweckmässiger. Trotzdem setzte sich der von FUCHS und nachher vor allem von SCHLOSSER (1907) vertretene Standpunkt, dass die Fauna von Pikermi und die Pontische Stufe schon zum Pliozän zu rechnen sei, in Mittel- und Südosteuropa allgemein durch.

1907 wies SCHLOSSER auf die grundlegenden Verschiedenheiten zwischen den pliozänen Molluskenfaunen inklusive der pontischen von Cucuron und Soblay einerseits und den unzweifelhaft miozänen Molluskenfaunen von Sansan, Undorf, sowie von Günsburg, Darching und anderen Fundplätzen im bayrischen Dinotherium-Sand andererseits hin. « Die wirkliche Grenze von Miozän und Pliozän liegt daher an der Basis der Pontischen Stufe, dem Horizont von Pikermi, Mt. Leberon (Cucuron), Eppelsheim usw. Nirgends erscheint vorher in Europa *Hipparion* und niemals hat sie in Europa noch Überreste von *Anchitherium* geliefert ».

DAVIDASCHVILI (1933) gelangt im Prinzip zur gleichen stratigraphischen Fixierung der Grenze Pliozän/Miozän. Auch er zieht diese Grenze über dem Sarmat. Das Mäot muss schon ins Pliozän gestellt werden, da zwischen der sarmatischen und der mäotischen Molluskenfauna im Euxinischen Becken keine Kontinuität besteht. Die Nachkommen mariner Formen in der mäotischen Fauna stehen nach DAVIDASCHVILI fast ausschliesslich Formen der mediterranen Stufe nahe, nur drei Arten haben auch im unteren Sarmat noch Verwandte. Die marinen Formen der mäotischen Fauna müssen einem neuen Vorstoss der Fauna von mediterranem Typus aus einem Becken entsprechen, das während dem Sarmat keine Verbindung mit dem grossen südosteuropäischen Sarmatbecken hatte, in dem sich daher während der ganzen Zeit die Fauna von mediterranem Typus erhalten konnte.

Die gleichen Ansichten hatte ANDRUSOV (Mäotische Stufe. 1906, S. 417/19) schon lange vor DAVIDASCHVILI geäussert. ANDRUSOV führt eine ganze Reihe von Arten an, die nicht aus der sarmatischen Fauna in die mäotische herübergekommen sein können, von denen manche ausgesprochen mediterranen Typus zeigen. Das obere Sarmat wird durch die Schichten mit *Mactra caspia* gebildet, in denen « wir von Conchylien nur einige Mactraarten vorfinden, andere Molluskenarten fehlen ». Die Umbildung der sarmatischen Fauna in die mäotische muss daher in einem Becken erfolgt sein, das ausserhalb des jetzt bekannten Verbreitungsgebietes der *Mactra caspia*-Schichten liegt.

Während die faunistische Grenze des Mäot gegen das Sarmat somit sehr scharf ist, gehen viele mäotische Formen ins untere Pont über wie: *Congeria novorossica* SINZ., *Cong. modiolopsis* ANDR., *Cong. navicula* ANDR., *Syndesmya tellinoides* SINZ.

Institutul Geologic al României

Auch im Dazischen Becken setzt das Mäot überall mit ausgesprochener Transgression ein. Und im Mittleren Donaubecken schliesst die miozäne marin-brackische Entwicklung mit den brackischen Ablagerungen des unteren Sarmat ab.

Besonders auffällig aber wird das Pliozän durch den verschiedenen Typus der Säugetierfauna vom Miozän getrennt. Die Säugetierfauna von Pikermi ist dem Miozän fremd, sie charakterisiert dagegen die Ablagerungen des Mäot und Pont.

Institutul Geologic al României

II. STRATIGRAPHISCHE NOMENKLATUR DER PONTISCHEN BILDUNGEN DES MITTLEREN DONAUBECKENS

EINLEITUNG

Es erscheint angezeigt, die verschiedenen stratigraphischen Bezeichnungen für die Congerienschichten des Mittleren Donaubeckens und für die ihnen entsprechenden Bildungen auf ihren Inhalt und ihre Gültigkeit hin zu prüfen, denn viele von ihnen werden heute schon in sehr verschiedener Bedeutung verwendet und wir sind bald so weit, dass keiner mehr genau weiss, was der andere unter dieser oder jener Bezeichnung eigentlich versteht. Damit hört aber die Möglichkeit einer Verständigung auf, die Nomenklatur verliert ihren Zweck und Sinn.

Im Folgenden gehe ich nur auf die stratigraphischen Begriffe und Bezeichnungen ein, die in die Literatur weitgehend Eingang gefunden haben. Die zahlreichen, nur von ihren Autoren selber verwendeten Systeme, glaube ich, übergehen zu können, da es sich nur um ephemere Erscheinungen, ohne bleibendes wissenschaftliches Interesse handelt.

A) PONT (Le Play, 1842)

1. DIE ENTSTEHUNG DER STRATIGRAPHISCHEN BEGRIFFE: PONTISCHE STUFE UND KALK VON ODESSA

Le Plays «PONTISCHE FORMATION»

Die Bezeichnung «Pontische Formation» wurde von Le Play (1842) als Bezeichnung für eine grössere stratigraphische Einheit, eine Stufe, geprägt und ist als solche in den allgemeinen Gebrauch übergegangen.

Le Play (S. 165) unterscheidet innerhalb seiner pontischen tertiären Schichten zwei Hauptgruppen:

1. ein u n t e r e s System: kompakte Kalke, Sande und Tone, die in der Gegend von Taganrog durch marine Fossilien charakterisiert

Institutul Geologic al României

werden, hauptsächlich: *Cardium*, ferner *Mactra*, *Buccinum*, *Fusus*, *Donax*, *Bulla* etc.

2. ein o b e r e s System: die versteinerungführenden, porösen Kalke von Novo-Tcherkask und die gleichalten Gesteine, die auf der Höhe der Steilküste des Schwarzen Meeres sich in der gleichen geologischen Lage bis nach Odessa auf eine Erstreckung von 700 km hinziehen.

Zwischen den unteren Ablagerungen von Taganrog und den oberen von Novo-Tcherkask besteht keine Kontinuität. Die entsprechenden, nach Le Play grundlegend verschiedenen Perioden werden durch eine tektonische Diskordanz (Revolution) getrennt. Wenn das Studium der Fauna die Teilung der tertiären Steppenformation in zwei Gruppen bestätigen sollte, will Le Play die Bezeichnung «Pontische Formation» auf die obere Gruppe beschränken.

Bildungen dieser beiden Stufen sind nach Le Play (S. 212 und 251) auch in der ganzen Ausdehnung der Halbinsel Kertsch und Taman gut entwickelt.

Die bei Taganrog über dem marinen Kalk liegenden Süsswasserbildungen: braune, sandige Tone mit *Paludina*, *Unio*, *Anodonta* vergleicht er zeitlich mit den Erzschichten aus dem Hangenden der oberen Stufe des pontischen Tertiärs bei Kamyschburun (S. 168) und betrachtet sie als Vertreter einer geologischen Periode, die von jener des pontischen Tertiärs verschieden ist. Darnach würde die Pontische Stufe Le Plays sich zwischen die marinen Kalke von Taganrog (= Sarmat) und die Erzschichten von Kamyschburun (= Daz) einschalten. Die Süsswasserbildungen von Taganrog wurden zwar nachher als altdiluvial bestimmt (siehe Sokolow, 1902 und Pavlow, 1925), doch ändert dies nichts daran, dass Le Play als obere Begrenzung der Pontischen Stufe die Periode meinte, in der die Erzschichten von Kamyschburun abgelagert wurden.

DER KALK VON ODESSA

STRATIGRAPHISCHES PROFIL

Das Profil des oberen Systems wurde auch von Huot (1842) und zwar bei Odessa eingehend studiert. Die Steilküste bei Odessa zeigt nach Huot folgenden Aufbau: oben liegt ein 12,7 m mächtiger Komplex verschiedener Kalke mit zahlreichen Versteinerungen; darunter folgen Mergel und Sande. Die oberste Mergellage im Liegenden des Kalkes enthält Abdrücke von *Cardium*, *Mytilus* und einer Gastropode, die zu *Trochus* gehört. Da diese Kalke besonders gut bei Odessa zu beobachten sind, bezeichnet sie Huot als «Kalk von Odessa».

Institutul Geologic al României

Nach SINZOV (1883), PAVLOW (1925) und ALEXEJEW (1915) sieht das Profil des Komplexes bei Odessa folgendermassen aus:

Schichten von Kujalnik,
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Diskordanz,
Lumachelle mit *Valenciennesia* cf. *reussi* (70 cm),
Kalk von Odessa:
3 m braungraue Sande,
1,25 m harter Kalk,
3,5 m weicher, versteinerungführender Kalk
brauner, sandiger Ton,
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Diskordanz.
Mäot: grüner Mergel und Tone mit *Unio flabellatus* GOLDF. und der Säugetierfauna vom Pikermitypus. Nach ANDRUSOV (1917) auch *Dosinia exoleta.*

DIE FAUNA DES KALKES VON ODESSA

Eine Liste der Fauna des Kalkes von Odessa veröffentlichte ANDRUSOV in seiner Arbeit über die Apcheronstufe (1923, S. 174). Wenn wir aus dieser Liste alle stratigraphisch uninteressanten Formen (wie *Pisidium priscum* usw.), ferner die nur vergleichsweise bestimmten, sowie die bisher nur aus dem Kalk von Odessa erwähnten Formen weglassen, bleiben folgende stratigraphisch interessanten Formen übrig:

	Ist andernorts aus folgenden Stufen beschrieben worden
Hyriopsis maximus FUCHS	Pont — Daz
Dreissena tenuissima SINZ.	Pont
Congeria subcarinata DESH.	Pont
» *novorossica* SINZ.	Mäot — Unteres Pont
Scorbicularia tellinoides SINZ.	Mäot
Parvivenus widhalmi SINZ.	Pont
Limnocardium subodessae SINZ. (= *L. ochetophorum* BRUS.)	Pont
Monodacna pseudocatillus BARB. (= *Cardium simplex* FUCHS)	Pont — Daz
Valvata variabilis FUCHS	Sarmat — Pont
» *biformis* SINZ.	Sarmat — Mäot
Vivipara achatinoides DESH.	Pont
Pseudamnicola immutata FRFLD.	Vindobon — Sarmat
Fagotia esperi FÉR.	Pont — Levantin
» *acicularis* FÉR.	Pont — Levantin
Melanopsis impressa KRAUSS.	Helvet — Pont
Bulimus cyclostomus ROUSS.	Mäot — Pont
Limnaea laevigata EICHW.	Sarmat — Mäot
» *sublimosa* SINZ.	Mäot
» *obtusissima* DESH.	Sarmat — Levantin

Institutul Geologic al României

Auf Grund dieser Liste und auf Grund der Angabe SINZOVS, dass über dem Kalk von Odessa eine Lumachelle mit *Valenciennesia* cf. *reussi* liege, kann der Kalk von Odessa, abgesehen davon, dass die Bezeichnung Pontische Stufe ja mit in erster Linie für diese Bildungen eingeführt wurde, tatsächlich nur in die stratigraphische Abteilung gestellt werden, die wir auch heute noch als Pont bezeichnen. Und zwar zeigt die Fauna des Kalkes von Odessa allem Anscheine nach noch relativ nahe Beziehungen zum Mäot (*Congeria novorossica*, *Scorbicularia tellinoides*).

UNTERE UND OBERE BEGRENZUNG DES KALKES VON ODESSA

LE PLAY hatte schon beobachtet, dass zwischen den oberen Ablagerungen von Novo-Tcherkask, die nach ihm dem Kalk von Odessa entsprechen, und den unteren von Taganrog keine Kontinuität bestehe, beide durch eine tektonische Diskordanz (Revolution) getrennt werden.

Nachher wies auch ANDRUSOV (1895) darauf hin, dass der Kalk von Odessa bald über mäotischen, bald über sarmatischen oder gar über älteren Schichten anzutreffen sei.

Auch nach SOKOLOV liegt der Kalk von Odessa transgressiv über Mäot. Und zwar folgen bei Odessa über dem unteren Horizont des Mäot (Dosinien-Schichten) teils Süsswasserschichten, teils Schichten kontinentalen Ursprungs. Es besteht daher hier eine Schichtlücke, eine Periode kontinentaler Erosion, und es muss angenommen werden, dass diese Gebiete gegen Ende des Mäot trocken lagen. Auch im südlichen Teil des Bezirkes Tighina liegen nach MACAROVICI dem Kalk von Odess als äquivalent betrachtete Bildungen (auf die stratigraphische Deutung dieser Bildungen durch MACAROVICI gehe ich weiter unten ein) mit Schotter an ihrer Basis transgressiv über Mäot.

Andererseits liegen bei Odessa die Schichten von Kujalnik (= Levantin) in Erosionstälern, die in den Kalk von Odessa eingeschnitten sind. Ebenso liegt in Südbessarabien das Levantin nach MIKHAILOVSKI, GRIGOROVICI-BERESOVSKI, sowie nach MACAROVICI transgressiv über der « Stufe von Odessa ». Zwischen dem Kalk von Odessa und dem Levantin ist daher eine Schichtlücke, die dem oberen Pont und dem Daz (= Erzschichten von Kamyschburun) entspricht.

2 DIE WEITERE ENTWICKLUNG DER STRATIGRAPHISCHEN BEGRIFFE: PONTISCHE STUFE UND KALK VON ODESSA

1865 unterscheidet ABICH einen älteren Steppenkalk, mit dem er die den Cerithienschichten entsprechenden marinen tertiären Ablagerungen der Halbinsel Kertsch parallelisierte, und einen jüngeren Steppenkalk, zu dem er auch den Kalk von Odessa rechnete. Diesen jüngeren Steppenkalk ver-

Institutul Geologic al României

gleicht er mit den brackischen Ablagerungen der Halbinsel Kertsch (Stufe e = Kalk von Kertsch; Stufe f = Faluns und Erzschichten), im heutigen Sinne also mit dem Mäot, Pont und Daz.

Barbot de Marny (1869) verwendet für den oberen Steppenkalk nach Le Play den Namen Pontische Stufe und beschreibt als Typus dieser Stufe den Kalk von Odessa.

Barbot de Marny gliederte das Neogen folgendermassen:

1. Neue kaspische Formation.
2. Stufe von Balta.
3. Pontische Stufe.
4. Sarmatische Stufe.

Den Kalk von Odessa stellte er den Congerienschichten des Wiener Beckens gleich, weil beide über dem Sarmat liegen und weil in der Stufe von Balta eine ähnliche Fauna gefunden wurde wie in den Belvedere Schottern.

Da somit der Kalk von Odessa zum Typus der Pontischen Stufe gemacht wurde und nachher immer betont wurde, dass zur Pontischen Stufe nur die tatsächlichen Äquivalente des Kalkes von Odessa gerechnet werden dürften, erhielt der Kalk von Odessa eine ausserordentliche Wichtigkeit für die ganze Stratigraphie des südosteuropäischen Pliozäns. Eine dieser Wichtigkeit entsprechende stratigraphische und paläontologische Bearbeitung dieser Kalke blieb man aber bis heute schuldig. So dass gerade bezüglich des Kalkes von Odessa auch heute noch eine bemerkenswerte Unsicherheit herrscht.

1879 schlug Neumayr (S. 46/47) vor, den Namen Pontische Stufe für alle Binnenablagerungen im südöstlichen Europa und in Westasien, deren Alter der Fauna mit *Mastodon longirostris* gleichkommt, zu verwenden. Es würde dies tatsächlich dem Zeitraum entsprechen, der von Le Play durch die Diskordanzen als Pontische Stufe abgegrenzt wurde. Dieser Zeitraum umfasst aber auch das später als selbständige Stufe abgetrennte Mäot, für das auch schon die Fauna mit *Mastodon longirostris* bezeichnend ist. Nachdem das Mäot den Rang einer selbständigen Stufe erhalten hat, bleibt für das Pont noch der Schichtkomplex übrig, der in Rumänien und Russland auch bisher ins Pont gestellt wurde und der nach unten durch die Oberkante des Mäot, nach oben durch die Unterkante des Daz begrenzt wird.

1886 meinte Andrusov (S. 132) beim Vergleich der Schichten von Kamyschburun mit dem Kalk von Odessa, « dass der Kalkstein von Odessa nur den unteren Horizonten der Faluns entsprechen soll ». Er meint weiter: « In der Tat, wenn wir die Faunen solcher Ablagerungen mit *Dreissena subcarinata* in Betracht ziehen, die unmittelbar auf die Horizonte des Kertscher Kalksteines folgen (z. B. die Fauna des Kalksteines von Tschurubasch oder der Sande von Kitèn), so verschwindet die Verschiedenheit fast vollständig,

Institutul Geologic al României

und zwar sind im Kalkstein von Tschurubasch nur solche Formen vorhanden, die zugleich im Odessaer Kalke auftreten ». Ferner weist ANDRUSOV auf die faunistischen Beziehungen des Kalkes von Odessa zu den oberen Horizonten des Kalkes von Kertsch hin.

Über den Faluns folgt dann noch das Niveau der Abichi-Schichten von Taman.

Damit muss aber die in der Stratigraphie des Pliozäns schon zum Dogma gewordene Gleichstellung: Pont = Kalk von Odessa endgültig fallen gelassen werden, da die Pontische Stufe auch nach der Abtrennung der Mäotischen Stufe noch immer einen wesentlich grösseren Zeitraum umfasst, als dem Kalk von Odessa entspricht. Für Russland wurde diese enggefasste Gleichstellung auch nie beachtet, nur für das Mittlere Donaubecken wurde streng an der Gleichstellung: Pont = Kalk von Odessa = Rhomboidea-Horizont festgehalten.

3. DIE PONTISCHE STUFE IM ÜBRIGEN RUSSLAND

KERTSCH

ABICH hatte auf der Halbinsel Kertsch folgendes stratigraphische Profil festgestellt:

f { Erzschichten
 { Süsswasserschichten der Faluns
 { Tone mit Valenciennesia

e { oberer Kalk von Kertsch.

Alle diese Schichten verglich er mit dem Kalk von Odessa.

ANDRUSOV (1886) wies dann nach, dass der Kalk von Kertsch oder die Stufe e nach ABICH den Übergangsschichten SINZOVS aus dem Liegenden des Kalkes von Odessa entspricht. Nach ANDRUSOV sind daher die Äquivalente des Kalkes von Odessa in der Stufe f zu suchen. Innerhalb derselben unterschied er eine obere und eine untere Abteilung.

1. Die obere Abteilung besteht aus eisenreichen Tonablagerungen, welche an grossen Muscheln sehr reich sind: *Cardium acardo*, *Cardium edentulum* usw.

2. In der unteren Abteilung, unmittelbar über dem Kalk von Kertsch (= Mäot), unterschied er zwei, paläontologisch verschiedene Fazies:

a) Mergel mit *Cardium abichi* und *Valenciennesia annulata* (Fazies ruhigeren, tieferen Wassers).

b) Schichten mit *Congeria subcarinata* (Faluns von Kamyschburun, ferner kavernöse Kalke und der Sand von Kitèn, littorale Fazies). Die Schichten mit *Congeria subcarinata* und zwar hauptsächlich die unteren Horizonte der Faluns sind nach ANDRUSOV echte Äquivalente des Kalkes von Odessa.

Institutul Geologic al României

Dass beide Faunen (*a* und *b*) gleichzeitig lebten, beweist die an verschiedenen Orten zu beobachtende Wechsellagerung von Schichten mit diesen Faunen.

1923 teilte ANDRUSOV (S. 176) den Komplex der pontischen Schichten von Kamyschburun in zwei Unterstufen:

A) Unterstufe Bosphor umfasst die oberen Horizonte I—IV.

I. Eine dünne (0,4 m) Bank eines eisenhaltigen Kalkes, in der neben der Fauna des nächsttieferen Horizontes noch einzelne Formen auftreten, die tiefer fehlen: *Didacna subcrassatellata* ANDR., *Paradacna stratonis* ANDR.

II. Die oberen Faluns, lockere Anhäufungen von Molluskenschalen mit schwachtonigem Zement. Dieser Horizont enthält zahlreiche Cardiaceen aus der Gruppe der *Didacna planicostata* DESH. und zahlreiche *Dreissenomya aperta* DESH. Die Fauna ist sehr reich, die Mehrzahl der von DESHAYES von Kertsch beschriebenen Formen stammt aus diesem Horizont. Charakteristisch sind vor allem: *Limnocardium emarginatum* DESH., *Didacna ovata* DESH., *D. sulcatina* DESH., *D. paucicostata* DESH. und andere.

III. Faluns mit Diagonalschichtung. Es überwiegt *Congeria subcarinata* DESH., die bei Kamyschburun nicht höher steigt. Die Fauna ist ärmer, die Cardiaceen sind klein, dafür kommen zahlreiche kleine Süsswassergastropoden vor *(Melanopsis, Melania, Neritodonta, Planorbis)*.

IV. Mürbe, tonige Sandsteine mit dünnschaliger Fauna, in der Elemente der Valenciennesienfauna sich mit Formen der Faluns mischen: *Paradacna abichi, P. retowskii, Limnocardium subsyrmiense, Valenciennesia* zusammen mit *Phyllicardium planum, Dreissenomya aperta.*

2. Die Unterstufe Novorossijsk gliedert ANDRUSOV bei Kamyschburun folgendermassen:

V. Eine dünne Schichte eines weichen Kalkes mit *Congeria subrhomboidea* ANDR., *Cong. subcarinata* DESH., *Dreissena simplex* BARB., *Monodacna pseudocatillus* BARB., *Plagiodacna carinata* DESH., usw.

VI. Tone mit kleinen *Paradacna abichi.*

VII. Eine dünne, unregelmässige Sandschichte mit kleinen Schalen von *Dreissena simplex* BARB., *Dr. tenuissima* SINZ., *Limnocardium* cf. *subodessae* SINZ., *Didacna novorossica* BARB.

Im Liegenden folgt das obere Mäot mit *Congeria novorossica.*

Die Schichten der Unterstufe Novorossijsk (Horizonte V—VII) entsprechen sowohl infolge ihrer Lage direkt über dem Mäot, als auch auf Grund des Vorkommens zahlreicher gemeinsamer Elemente dem Kalk von Odessa. Da die oberen Horizonte (I—IV) aber eine so grosse Verwandtschaft mit den unteren, eine so ununterbrochene Entwicklung der Fauna zeigen, dass sie nicht als gesonderte Stufe abgetrennt werden können, rechnet ANDRUSOV alle Horizonte I—VII zur Pontischen Stufe.

Institutul Geologic al României

Die Valenciennesien-Fazies mit *Paradacna abichi* tritt fast ohne Änderung im ganzen Komplex der Pontischen Stufe von Kertsch und Taman auf.

In der westlichen Krim und in der südlichen Ukraine unterscheidet DAVIDASCHVILI (1933, 1937) im Liegenden des Kalkes von Odessa noch Schichten mit einer Fauna, die er als älteste pontische Fauna bezeichnet und Eupatoria-Fauna nennt. Sie steht der spätmäotischen Fauna noch recht nahe und enthält *Prosodacna* ex. gr. *littoralis* EICHW., *Congeria novorossica* und Süsswassergastropoden.

TRANSKAUKASIEN

In Abchasia folgen über dem Mäot (ANDRUSOV 1923, S. 187—194; ILYIN und EBERSIN 1933) die pontischen Bildungen, die ihrem Zeitumfang nach vollkommen jenen von Taman und Kertsch entsprechen. Gut entwickelt ist vor allem die Fazies der Schichten mit *Congeria subrhomboidea*, die die unteren Horizonte der Stufe einnehmen, faunistisch sehr ähnlich dem Horizont mit *Congeria subrhomboidea* von Kertsch und Taman. Nach ILYIN und EBERSIN (1933) überwiegen in diesen Ablagerungen die Elemente der Fauna des Kalkes von Odessa. Darüber folgen die oberen Horizonte, die faunistisch den oberen Faluns nahestehen (Mocva Fluss und Galisga-Becken). Die Valenciennesien-Fazies mit *Paradacna abichi* geht auch hier durch die ganze pontische Serie durch.

SCHEMACHINISCHER DISTRIKT

Im Schemachinischen Distrikt können die Bildungen der Pontischen Stufe auf Grund der Profile bei Sundy und Nagravagy nach ANDRUSOV (1923, S. 194—204) in drei Horizonte gegliedert werden:

1. Der obere Horizont wird durch die Kalke von Sundy gebildet, in dem grosse Didacnen, Prosodacnen und *Congeria subcarinata* vorkommen.

2. Darunter folgt der mittlere Horizont mit typischen *Paradacna abichi* und Didacnen vom Typus jener aus den Falunen von Kamyschburun.

3. Der untere Horizont enthält eine Fauna vom Typus jener des Kalkes von Odessa: kleine Prosodacnen, ähnlich *Prosodacna littoralis* EICHW., *Monodacna pseudocatillus* BARB., *Dreissena tenuissima* SINZ., *Dreissena simplex* BARB., *Parvivenus widhalmi* SINZ. In den unteren Horizonten auch kleine Congerien von mäotischem Typus und *Syndesmya tellinoides* SINZ.

Im Liegenden tritt das Mäot auf mit *Ervilia minuta*, *Syndesmya*, *Congeria panticapaea* usw.

Institutul Geologic al României

KUBAN

Nach EBERSIN (1938) folgt im Kubangebiet ebenfalls unter dem Horizont mit *Congeria subrhomboidea* der VI. Horizont ANDRUSOVS mit reicher Fauna, die der Fauna des Kalkes von Odessa entspricht.

4. STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DER DEM KALKE VON ODESSA ÄQUIVALENTEN BILDUNGEN IN SÜDBESSARABIEN

In seiner wichtigen Arbeit über das Pliozän Südbessarabiens versucht MACAROVICI (1940) den Nachweis zu erbringen, dass der Kalk von Odessa und die ihm entsprechenden Ablagerungen in Südbessarabien nicht pontisch seien, sondern dem Daz entsprechen.

Dieser Annahme stehen nach MACAROVICI (S. 340) nur *Congeria novorossica* SINZ. und *Congeria navicula* ANDR. aus der Fauna der Sande vom Jalpug-See und der Fauna der dem Kalke von Odessa äquivalenten Bildungen Südbessarabiens im Wege. Er nimmt daher an, dass diese Congerien vom Mäot bis ins Daz gelebt haben müssen (S. 342).

Abgesehen davon, dass die Sande und Kalke Südbessarabiens, die dem Kalk von Odessa im Alter gleichgestellt werden, infolge ihrer Lagerung jünger sein müssen als Mäot, steht zu ihrer näheren Altersbestimmung nur ihre Fauna zur Verfügung. Von den Formen, die MACAROVICI aus diesen Schichten anführt, scheiden als für stratigraphische Zwecke uninteressant von vornherein alle aus, die nur von hier aus diesen Schichten mit Sicherheit festgestellt wurden, ebenso alle nur ungefähr, vergleichsweise bestimmten Formen. Ebenso sind für vergleichende stratigraphische Untersuchungen langlebige, banale Formen nur Ballast. Mit Formen wie: *Dreissena polymorpha*, *Limnaea peregrina*, *Valvata piscinalis* lässt sich stratigraphisch nichts anfangen. Wenn wir alle diese Formen aus der von MACAROVICI gegebenen Liste streichen, bleiben von 50 Formen noch 17 übrig, deren stratigraphische Bedeutung wir näher zu untersuchen haben. Von diesen Formen sind 10 andernorts aus folgenden Stufen bisher bekannt geworden:

Mediterran-Daz	*Unio wetzleri* DUNK.
Obersarmat	*Unio partschi* SINZ.
Mäot	*Unio radiato-dentatus* SINZ.
	Syndesmya tellinoides SINZ.
	Congeria navicula ANDR.
	» *novorossica* SINZ.
Pont	*Monodacna pseudocatillus* BARB
Pont und Daz	*Unio maximus* FUCHS
	Dreissena rostriformis DESH.
	» *angusta* ROUSS.

Institutul Geologic al României

Es bleiben somit noch folgende Formen übrig, deren bisher bekannte stratigraphische Verbreitung zum Teil tatsächlich eher für ein dazisches Alter der Schichten sprechen würden:

Unio saratae TEISS.
Prosodacna stenopleura SABBA
» » *orientalis* ANDR.
» *rumana* FONT.
» *serena* SABBA
Congeria subcarinata rhodanica FONT.
» » *botenica* ANDR.

Da diese 7 Formen mit wenigstens 6 der oben erwähnten 10 Formen in ihrer bisher bekannten stratigraphischen Verbreitung sich gegenseitig ausschliessen, da ferner die auf ein dazisches Alter hinweisenden Formen in schroffem Widerspruch zu dem unterpontischen Alter des Kalkes von Odessa stehen, ist es notwendig, dass wir diese 7 Formen etwas näher ansehen.

Vorerst aber noch einige Bemerkungen über *Unio wetzleri* DUNK.

Unio wetzleri DUNK. Das Originalexemplar des *Unio wetzleri* DUNK. stammt aus dem Miozän von Günzburg bei Ulm. *Unio wetzleri* wurde von SANDBERGER (1870/75, S. 568) als Synonym zu dem ebenfalls miozänen *Unio flabellatus* GOLDF. gestellt, allem Anscheine nach mit Recht. *Unio wetzleri* erreicht in den miozänen Süsswasserbildungen eine weite Verbreitung und wird unter anderem von SCHRÉTER (1909, S. 107) auch aus den mediterranen Süsswasserschichten des Beckens von Bozovici (jud. Caraș) erwähnt.

Aus den Unteren Congerienschichten von Tataroș erwähnt ROTH K. (1934) *Unio wetzleri* zusammen mit *Mastodon longirostris*, *Hipparion gracile* usw. aus Schichten, in denen an anderer Stelle auch *Melania vásárhelyi* gefunden wurde. Auch SÜMEGHY (1939) gibt aus den asphalthaltigen Sanden der Unteren Congerienschichten von Tataroș *Unio wetzleri* an.

Unio wetzleri wird aus sicher pontischen Schichten beim Plattensee in Ungarn von der Basis der Schichten mit *Cong. balatonica* von VITÁLIS (1908, S. 704 und 706) erwähnt. LÖRENTHEY bestätigte nachher (1909, Földt. Közl., S. 474) an Hand der von VITÁLIS gefundenen Exemplare die richtige Bestimmung derselben. Weitere Exemplare des *Unio wetzleri* erwähnt VITÁLIS (1911, Földt. Közl., S. 429, Fussnote) ebenfalls aus dem Horizont mit *Cong. triangularis* von Kenese. Ferner kommt *Unio wetzleri* nach STRAUSZ (1942, S. 29) häufig in den Balatonicaschichten von Sümegprága in Ungarn vor.

Ausserdem tritt *Unio wetzleri* DUNK. bei Baltavár in Ungarn zusammen mit einer Säugetierfauna vom Typus von Pikermi auf. Dies Vorkommen wurde von HALAVÁTS auf Grund der Molluskenfauna ins obere Pont gestellt. Nach SÜMEGHY (1923) soll es aber ins Daz gehören, wozu jedoch die Säugetierfauna nicht gut passen will.

Institutul Geologic al României

Die Ablagerungen, in denen *Unio wetzleri* in Ungarn den Höhepunkt seiner Entwicklung erreichen soll, werden heute im allgemeinen ins Daz gestellt und als *Unio wetzleri* Horizont bezeichnet.

Wenn dieser dazische *Unio wetzleri* aus Ungarn tatsächlich identisch ist mit der pontischen, sowie mit der miozänen Form aus Günzburg, dann kann *Unio wetzleri* als stratigraphische Leitform nicht verwendet werden. M. HOERNES (Die fossilen Mollusken II, S. 288) hat an Hand von Exemplaren von Günzburg und solchen von Ács in Ungarn deren vollkommene Identität festgestellt und keiner der zahlreichen Pliozänpaläontologen, die sich nachher mit dieser Form aus Ungarn abgegeben haben, sprach irgendwelche Zweifel bezüglich der Identität dieser Form aus.

Unio saratae TEISS. Nach den von MACAROVICI gegebenen Abbildungen zu urteilen, steht die Form aus Südbessarabien dem *Unio novorossicus* SINZ. aus dem Mäot, mit dem TEISSEYRE auch den typischen *Unio saratae* vergleicht, wesentlich näher als dem *Unio saratae* TEISS. Der Wirbel der von MACAROVICI abgebildeten Form ist, so wie der des *Unio novorossicus* schmäler und höher als der breite, niedergedrückte Wirbel des dazischen *Unio saratae* TEISS.

Unio saratae MACAROVICI aus Südbessarabien eignet sich daher kaum zum Nachweis des dazischen Alters dieser Bildungen.

Prosodacna stenopleura SABBA *und Prosodacna stenopleura orientalis* ANDR. MACAROVICI stellt *Cardium littorale* EICHW. als Synonym zu *Prosodacna stenopleura* SABBA. *Cardium littorale* wurde von EICHWALD (1853) von Odessa beschrieben. Die von EICHWALD gegebene Abbildung ist sehr schlecht und stellt ein jugendliches, scheinbar flachgedrücktes Exemplar dar. Doch wurde diese Form nachher auch von SINZOV (1897) als *Cardium littorale* EICHW. von Odessa neuerdings beschrieben und abgebildet. Er identifizierte sie mit *Prosodacna sturi* COB. und mit *Prosodacna stenopleura* SABBA. ANDRUSOV (1909, S. 157), lehnte nachher diese von SINZOV vorgenommene Identifizierung ab und meinte, dass *Prosodacna stenopleura* schon durch ihre Mantelbucht sich von *Pros. littoralis* unterscheide.

Cardium littorale orientalis ANDR. wird aber von ANDRUSOV (Etage Pontien, 1917) aus dem russischen Pont, der Typus dagegen (1923, S. 197), aus den unteren pontischen Schichten von Nagravagy, die dem Kalk von Odessa entsprechen, erwähnt, ferner als cf. *littoralis* von zahlreichen anderen Vorkommen hauptsächlich unterpontischer Schichten.

Prosodacna rumana FONT. Die Abbildungen, die MACAROVICI als *Prosodacna rumana* aus Südbessarabien veröffentlicht, haben mit der *Prosodacna rumana* FONT. kaum etwas zu tun. Sowohl die Form als auch die Berippung zeigen so grosse Abweichungen, dass da nicht nur die Mängel der Abbil-

Institutul Geologic al României

dungen Schuld tragen können. Eher steht die von MACAROVICI (Taf. IV, Fig. 6) als *Prosodacna stenopleura carboliana* abgebildete Form der *Prosodacna rumana* nahe.

Prosodacna serena SABBA. Eine Cardienform wird von MACAROVICI als *Prosodacna serena* SABBA beschrieben und sowohl *Cardium subodessae* SINZ., als auch *Limnocardium cobălcescui* FONT. als synonyme Bezeichnungen aufgefasst. Wenn die Identität dieser Formen sicher wäre, müsste die Form zweifellos den Namen *Cardium subodessae* SINZ. führen, da S. STEFANESCU seine *Prosodacna serena* erst 1896, SINZOV dagegen sein *Cardium subodessae* schon 1877 beschrieben und abgebildet hat. 1897 aber stellte SINZOV in seiner Arbeit über die paläontologischen Beziehungen des neurussischen Neogen zu den gleichen Schichten Österreich-Ungarns und Rumäniens (S. 9 und 19) *Adacna ochetophora* BRUS. als Synonym zum *Cardium subodessae*. Von ANDRUSOV (1903, Brackwassercardiiden, I, S. 44) wurde *Limnocardium subodessae* nochmals beschrieben und mit dem zum mindesten sehr nahe verwandten, wenn nicht gar identischen *Limnocardium ochetophorum* aus dem Rhomboidea-Horizont Kroatiens und Ungarns verglichen.

Prosodacna serena ist nach MACAROVICI in den nach ihm mit dem Kalk von Odessa äquivalenten Schichten Südbessarabiens sehr selten. Das von MACAROVICI abgebildete Exemplar stammt aus diesen Schichten Südbessarabiens. Das Originalexemplar des *Limnocardium subodessae* stammt aus dem Kalk von Odessa. Ist die Form aus Bessarabien identisch mit der Form aus dem Kalk von Odessa? Die Abbildung bei MACAROVICI ist zu schwach, um auf Grund derselben zu dieser Frage Stellung nehmen zu können. Ist aber *Limnocardium subodessae* mit der dazischen *Prosodacna serena* identisch? Diese Frage ist entschieden zu verneinen. Jedenfalls hat *Prosodacna serena* in ihrer rechten Klappe den langgestreckten hinteren Seitenzahn und den kräftigen zungenförmigen vorderen Seitenzahn schön ausgebildet. In der linken Klappe ist der hintere Seitenzahn meistens nur rudimentär. *Limnocardium subodessae* hat aber sowohl nach der Abbildung zu urteilen als auch nach der Beschreibung SINZOVS (s. ANDRUSOV, *l. c.*, S. 44) schwach entwickelte Seitenzähne. Ferner hat *Limnocardium subodessae* auf dem Hinterfeld noch 4—5, wenn auch schwächere Rippen, *Prosodacna serena* hat dagegen ein schmäleres Hinterfeld mit höchstens einer schwach angedeuteten Rippe.

Nach all dem steht *Limnocardium subodessae* nur dem pontischen *Limnocardium ochetophorum* tatsächlich nahe, keineswegs aber der dazischen *Prosodacna serena*. GILLET stellt auch (1942) *Limnocardium ochetophorum* als Varietät zu *Limnocardium subodessae*.

Congeria subcarinata rhodanica FONT. und *Cong. subcarinata botenica* ANDR. *Congeria subcarinata* DESH. stammt aus dem Pont Russlands (Faluns von

Institutul Geologic al României

Kamyschburun, Kalk von Odessa usw.), die var. *rhodanica* aus Schichten mit Congerien des Rhônebeckens und die var. *botenica* aus dem unteren Daz von Boteni (Câmpulung). Bei der auch von ANDRUSOV betonten ausserordentlichen Variabilität der *Cong. subcarinata* (1898, S. 27) ist die Unterscheidung von Varietäten eine unsichere und stark subjektiv bedingte Angelegenheit. *Congeria subcarinata* kommt in sicher pontischen Schichten, in den Faluns von Kamyschburun, laut ANDRUSOV massenhaft vor und gilt hier als eines der Leitfossile des nach ihr benannten Horizontes. Bei Boteni dagegen kommt, ebenfalls nach ANDRUSOV, sowohl die typische *Cong. subcarinata* als auch die var. *botenica* vor. Die Schichten von Boteni gehören aber in das untere Daz. Die var. *botenica* wurde wegen ihres grossen Byssusausschnittes und einer sehr flachen Falte am Dorsalfeld vom Typus unterschieden. Ein Byssusausschnitt scheint aber auch bei Exemplaren der Form aus dem russischen Pont vorzukommen (siehe ANDRUSOV, *l. c.*, Taf. IV, Fig. 2 und 6), ebenso scheint hie und da auch eine flache Falte auf dem Dorsalfeld angedeutet zu sein (siehe ANDRUSOV, *l. c.*, Taf. IV, Fig. 1). Ob sich nicht auch in der Masse der *C. subcarinata* des russischen Pont der var. *botenica* sehr ähnliche Exemplare finden lassen werden? Es scheint doch, als ob wir über den stratigraphischen Wert der var. *botenica* noch zu wenig wüssten, um mit ihr als sicherem stratigraphischem Faktor arbeiten zu können. Mit der var. *rhodanica* aber lässt sich bei uns vorläufig stratigraphisch wohl überhaupt nichts anfangen.

Dass den Schichten, die in Südbessarabien dem Kalk von Odessa entsprechen sollen, Formen fehlen, die für das Pont der Muntenia und Oltenia als charakteristisch gelten: *Phyllicardium planum* DESH., *Limnocardium subsquamulosum* ANDR., *L. nobile* SABBA, *Didacna paucicostata* DESH., *D. subcarinata* DESH., *Prosodacna semisulcata* ROUSS., *Paradacna abichi* HOERN., *Caladacna steindachneri* BRUS., *Plagiodacna carinata* DESH. (MACAROVICI, S. 337), kann noch nicht als Beweis dafür gelten, dass diese Schichten deshalb jünger sein müssen. Dies kann faziell bedingt sein. Tatsächlich treten ja die ausgesprochenen Süsswasserformen in diesen Bildungen in Südbessarabien sehr stark in den Vordergrund und in der Süsswasserfazies des mittleren und oberen Pont (siehe KREJCI-WENZ, 1931) fehlen obige Cardien auch. Ausserdem kommt aber *Phyllicardium planum*, *Didacna subcarinata*, *Caladacna steindachneri* auch im Daz Rumäniens häufig vor, ferner *Plagiodacna carinata* und *Prosodacna semisulcata* im Kimmer Russlands. So dass ein Fehlen dieser Formen mit gleichem Recht auch gegen eine Parallelisierung mit dem Daz (Kimmer) geltend gemacht werden könnte.

Wenn wir somit die von MACAROVICI aus den Schichten Südbessarabiens, die er mit dem Kalk von Odessa parallelisiert und ins Daz stellt, veröffentlichte Fauna näher untersuchen, stellt sich heraus, dass die Fauna ganz entschieden für die Zugehörigkeit dieser Schichten zur Pontischen Stufe spricht. Auf

Institutul Geologic al României

faunistischer Basis kann der Beweis dafür, dass diese Schichten nicht pontisch sondern dazisch sind, bisnoch nicht erbracht werden.

Ob diese Bildungen Südbessarabiens ausser Äquivalenten des Kalkes von Odessa auch noch dem Daz entsprechende Ablagerungen enthalten, eine Grenzziehung zwischen diesen beiden Bildungen aus irgendwelchen Gründen bisnoch nur nicht möglich war, wäre noch zu untersuchen.

5. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Während somit die Bezeichnung « Pontische Stufe » im Sinne Le Plays für die grössere stratigraphische Einheit gebraucht werden muss, kann die Bezeichnung « Kalk von Odessa » nur als lokale Bezeichnung für eine der Pontischen Stufe untergeordnete Zone verwendet werden.

Bei dieser klaren Sachlage können zum Pont s. str. ausser dem Kalk von Odessa auch alle anderen Bildungen gerechnet werden, sowohl ältere als auch jüngere, die sich anderwärts in den Zeitabschnitt einschalten, der von Le Play durch die Diskordanzen begrenzt wurde, und die nicht inzwischen zum Rang einer selbständigen Stufe erhoben wurden (Mäot).

In Russland treten überall da, wo die pontischen Profile klar aufgeschlossen und gut studiert sind, die Horizonte mit der Fauna des Kalkes von Odessa an der Basis der pontischen Profile, direkt über dem Mäot auf. Nach Andrusov (1923, S. 246) bestehen « keinerlei Zweifel bezüglich der Parallelisierung, ja sogar der vollständigen Gleichzeitigkeit dieser unteren Horizonte mit jenen von Odessa und mit den unteren Horizonten von Kamyschburun ».

B) CONGERIENSCHICHTEN (M. Hoernes, 1851) — BRUNNER SCHICHTEN — INZERSDORFER SCHICHTEN

HISTORISCHE ÜBERSICHT

Der Name « Congerienschichten » wurde von M. Hoernes im Jahre 1851 für die Brunner Schichten als Bezeichnung einer stratigraphischen Einheit vorgeschlagen. Da in diesen Schichten die *Congeria subglobosa* als häufigstes Fossil vorkomme, meinte er, könne man sie als Congerienschichten bezeichnen. Er führt ausserdem aus diesen Schichten als häufig an: *Congeria partschi*, *Cong. spathulata*, *Cardium apertum*, *Card. conjungens*, *Melanopsis martiniana*, *Mel. bouei*, *Mel. pygmaea*. Ausser Brunn erwähnt er noch andere Vorkommen der Congerienschichten im Wiener Becken, so: Inzersdorf, Matzleinsdorf usw.

Lange Zeit wurde in gleicher Bedeutung und statt Congerienschichten auch die Bezeichnung « Schichten von Brunn » sowie die Bezeichnung « Inzersdorfer Schichten » verwendet.

Institutul Geologic al României

Die stratigraphische Stellung dieses Schichtkomplexes wurde anfangs sehr verschieden beurteilt. Fr. Hauer hatte zwar schon 1846 diese Schichten mit *Congeria subglobosa*, *Melanopsis martiniana* usw., als obersten Komplex des Bohrprofiles im Wiener Bahnhof der Wien-Raaber Eisenbahn angegeben und ausdrücklich darauf hingewiesen, dass dieselben Fossilien sich allenthalben in den oberen Tegellagen in der Umgebung Wiens finden, so bei Brunn, wo besonders die Congerien häufig seien. Die Schichten mit Cerithien usw. (= Cerithienschichten) gibt Hauer im Bohrprofil aber erst im Liegenden der Tegellagen mit *Cong. subglobosa* an. Ähnlich äusserte sich Czjzek (1847).

Trotzdem stellt Partsch noch 1847 (in Reuss, Die Polyparien des Wiener Beckens, S. 416) in seiner Gliederung der Ablagerungen des Wiener Beckens das Profil des Wiener Jungtertiärs ganz auf den Kopf und führt als oberste Abteilung den Leithakalk an, darunter den Tegel von Baden, darunter die Schichten mit Cerithien und darunter erst die Tegel von Wien und Brunn mit *Cong. subglobosa* usw.

Bei M. Hoernes (1851) finden wir dann die richtige Schichtenfolge für das Wiener Becken angegeben. Das tertiäre Meer des Wiener Beckens sei nach und nach durch die Hebung des ganzen Kontinentes und durch das Zuströmen von süssem Wasser ausgesüsst worden und sei endlich langsam abgeflossen. Demnach müssen über den marinen neogenen Ablagerungen die brackischen folgen und darüber die Süsswasserablagerungen.

Nachher gab Suess (1860) eine klare Schilderung der Lagerungsverhältnisse der jungtertiären Schichten des Wiener Beckens. Die Hauptstufen der jungtertiären Schichten sind nach ihm in konzentrischen Zonen fast ohne Unterbrechung am Rande rings um das Becken angeordnet. Die marinen Ablagerungen bilden den äussersten Rand und fallen von allen Punkten gegen das Beckeninnere unter die jüngeren Schichten ein. Obwohl ihre Bildungen die höchsten Niveaus einnehmen, sind diese Ablagerungen doch die ältesten des Beckens. Über den marinen Schichten folgen die Cerithienschichten, deren Fauna nicht mehr mediterranen sondern osteuropäischen Charakter hat, und darüber die Congerienschichten mit *Melanopsiden*, *Cardien* und *Congerien*, einer Fauna aus gemischtem und süssem Wasser. Darüber folgen die Belvedere-Schotter als Flussbildung.

WARUM CONGERIENSCHICHTEN?

Die Bezeichnung « Congerienschichten » wurde als stratigraphischer Begriff für den Schichtkomplex, der im Mittleren Donaubecken zwischen Sarmat und den dazisch-levantinen Unio- und Paludinenschichten liegt, geprägt und allgemein verwendet. Alle anderen Bezeichnungen für diesen Schichtkomplex des Mittleren Donaubeckens sind späteren Datums. Abge-

Institutul Geologic al României

sehen davon eignet sich aber auch keine andere Bezeichnung so gut zur Charakterisierung dieses Schichtkomplexes, da Congerien in fast allen Vorkommen fast aller Faziesausbildungen dieses Schichtkomplexes auftreten und für gewöhnlich in grossen Mengen. Daher wurden ja auch in erster Linie die Congerien für die stratigraphische Detailgliederung der Congerienschichten verwendet.

Der Einwand, dass diese Bezeichnung ungeeignet sei, weil Congerien auch in älteren Schichten vorkommen, ist nicht begründet. Sonst müssten auch viele andere alteingebürgerte stratigraphische Benennungen ausgewechselt werden, wie zum Beispiel Karbon oder Muschelkalk oder Kreide, wir dürften im Quartär nicht mehr von einer Litorina-, Ancylus- oder Yoldia-Zeit sprechen und vieles andere mehr. Alle diese Bezeichnungen aus der stratigraphischen Nomenklatur streichen zu wollen, wäre aber Unsinn und brächte keinen Gewinn.

Aus ähnlichen Überlegungen heraus müsste auch die Bezeichnung Mäotische Stufe abgelehnt werden. Der Kalkstein von Kertsch, der als Typus der Mäotischen Stufe gilt, enthält eine Faunenmischung kaspischer Elemente und solcher des Schwarzen Meeres, eine Faunenmischung wie sie für das Azowsche Meer (die Mäotis der alten Griechen) charakteristisch ist. Eine ganz ähnliche « mäotische » Faunenmischung enthalten aber auch die Aktschagylschichten, deren Zugehörigkeit zur Mäotischen Stufe daher ANDRUSOV auch 16 Jahre lang in seinen verschiedenen Arbeiten verfochten hat, bis seine Untersuchungen im Schemachinischen Bezirk (1912) das ganz unerwartete Ergebnis brachten, dass die Aktschagylschichten jünger als das Pont seien. Wir haben somit eine m ä o t i s c h e F a u n e n m i s c h u n g auch in Schichten, die zeitlich dem Levantin entsprechen.

Es gibt wohl wenige Stufenbezeichnungen, gegen die nicht von irgendeinem Gesichtspunkt aus irgendwelche Bedenken geäussert werden könnten, oder statt denen nicht für die eine oder andere Gegend vielleicht praktischere Bezeichnungen und Einteilungen vorgeschlagen werden könnten. Ein Versuch alle diese Bezeichnungen zu änderen, würde aber Chaos in die ganze stratigraphische Literatur bringen.

Der Komplex der Congerienschichten ist als stratigraphischer Begriff klar umrissen. Congerienführende Schichten, die älter sind und vorübergehend irrtümlich der Stufe der Congerienschichten zugeteilt wurden, müssen eben bei besserer Erkenntnis der Sachlage wieder ausgeschieden und ihrer eigentlichen stratigraphischen Einheit zugewiesen werden. Anderenfalls wären vor dieser besseren Erkenntnis solche Schichten genau so falsch mit dem anderen für die Congerienschichten eingeführten Namen belegt worden, eine stratigraphische Zuweisung, die nachher eben auch hätte korrigiert werden müssen. Der Irrtum wäre nicht geringer gewesen als im ersten Fall. Schwierigkeiten stratigraphischer Bestimmungen entstehen jedenfalls nicht

Institutul Geologic al României

durch den Namen der Formation und können durch eine Änderung der Formationsbezeichnung daher auch nicht aus der Welt geschafft werden.

Natürlich bleibt solchen stratigraphischen Begriffen mit regional begrenzter Gültigkeit die internationale stratigraphische Nomenklatur und Einteilung übergeordnet und soll bei einwandfreier Klärung der stratigraphischen Lage an ihre Stelle treten. In vielen Fällen werden aber solche regional begrenzte, dort aber klar umrissene stratigraphische Komplexe mit der internationalen Nomenklatur sich keineswegs decken, sondern sich überschneiden. In solchen Fällen sind erstere der internationalen Nomenklatur sicher vorzuziehen, da die Anwendung der internationalen Nomenklatur in vielen solcher Fälle eine Sicherheit vortäuschen würde, die tatsächlich nicht besteht. Ausserdem würde die Anwendung der internationalen nomenklatorischen Gliederung in manchen Fällen das Bild der geologischen Entwicklung der Gegend verzerren, durch scharfe Grenzen einheitliche Bildungen zerreissen.

Insoferne also unser Schichtkomplex als stratigraphische Einheit in regionaler Begrenzung auf das Mittlere Donaubecken mit einer für sie charakteristischen und zweckentsprechenden Bezeichnung belegt werden soll, ist dafür die Bezeichnung « Congerienschichten » oder « Stufe der Congerienschichten » allen anderen Bezeichnungen vorzuziehen.

DIE STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DER CONGERIENSCHICHTEN

HISTORISCHE ÜBERSICHT

Barbot de Marny parallelisierte 1869 die Congerienschichten des Wiener Beckens mit dem Kalk von Odessa, mit der Pontischen Stufe. In der Folgezeit wurden die Congerienschichten des Mittleren Donaubeckens allgemein in die Pontische Stufe gestellt.

1875 beschrieb Th. Fuchs aus dem Wiener Becken seine sarmatisch-pontische Grenzschichte mit ihrer Mischfauna und 1881 glaubte J. Boeckh bei Fünfkirchen eine kontinuierliche Sedimentation zwischen Sarmat und Pont feststellen zu können.

1886 hatte Andrusov die Congerienschichten auch als Pont bezeichnet und hatte, da zwischen den Kalk von Odessa und das Sarmat noch das Mäot sich einschaltet, für das Mittlere Donaubecken eine dem Mäot entsprechende Erosionsperiode nach Suess angenommen. 1895 glaubte aber auch er auf Grund der Literatur (Fuchs, 1875; Boeckh, 1881), einen kontinuierlichen Übergang aus den sarmatischen Schichten in die Congerienschichten annehmen zu müssen und parallelisierte daher die Unteren Congerienschichten des Mittleren Donaubeckens nunmehr mit dem Mäot des Euxinischen Beckens,

Institutul Geologic al României

die Oberen Congerienschichten (= Rhomboidea-Horizont) des Mittleren Donaubeckens aber mit dem russischen Pont, den Faluns und den Valenciennesiaschichten von Kamyschburun und dem Kalk von Odessa, ferner mit den Valenciennesiaschichten mit *Cardium abichi* in Rumänien.

Diese Parallelisierung ist in der «Synoptischen Tabelle der jungen Neogenschichten im Osten Europas» von ANDRUSOV (1895 und 1898) klar durchgeführt.

Nunmehr setzte auf dem Gebiet des Mittleren Donaubeckens ein allgemeines Suchen nach Übergangsschichten zwischen Sarmat und den Congerienschichten ein.

1898 fand L. ROTH am Ostrand des Siebenbürgischen Erzgebirges Schichten, in denen *Congeria partschi* und *Congeria triangularis* mit sarmatischen Fossilien gemischt auftreten.

1900 beschrieb A. KOCH das Vorkommen von Săcădat mit sarmatisch-pontischer Mischfauna.

1903 veröffentlichte LÖRENTHEY das Profil von Soceni als klassisches Profil der Übergangsschichten und parallelisierte die fünfte Fossilbank von Soceni mit dem russischen Mäot, da in der fünften Fossilbank die sarmatischen und die pontischen Elemente der Fauna sich das Gleichgewicht halten.

1910 ging ANDRUSOV einen Schritt weiter. Die Unteren Congerienschichten des Wiener Beckens stellte er auch hier dem Mäot gleich, doch vermutete er im Gebiet des Mittleren Donaubeckens auch «ältere Congerienschichten» vertreten, die bis dahin mit den Unteren Congerienschichten vereinigt wurden. Als Vorkommen solcher erwähnt er in erster Linie Soceni und Tinnye und glaubt, dass ein Teil dem Obersarmat Russlands entspricht.

1912 ging SCHRÉTER noch einen Schritt weiter. SINZOV hatte schon 1895, LASKAREV aber im Jahre 1899 festgestellt, dass in der ganzen Ausdehnung des Mittleren Donaubeckens nur Untersarmat existiere. SINZOV hatte mittelsarmatische Schichten noch bei Wiesen und Kravarsko angenommen. Auf diesen Feststellungen, sowie auf dem Dogma von der Kontinuität der Sedimentation zwischen Sarmat und Pont, sowie auf dem Vorhandensein von Übergangsschichten (Soceni, Lopadea Română, Săcădat) aufbauend zog SCHRÉTER nun die konsequente Folgerung, dass die Unteren Congerienschichten als heterope Bildung dem russischen mittleren und oberen Sarmat, sowie dem Mäot entsprechen.

In seiner grosszügigen Arbeit über die Äquivalente des oberen Sarmats in Serbien parallelisierte LASKAREV (1924, S. 81) die Schichten mit *Congeria triangularis* und *Cong. balatonica*, zusammen mit den Schichten mit *Congeria partschi* und *Cong. ungulacaprae* mit dem Mäot, die Unteren Congerienschichten, so wie SCHRÉTER, mit dem oberen und mittleren Sarmat.

1931 parallelisierte FRIEDL dagegen alle seine fünf Zonen aus dem Liegenden der Laaerbergschotter im Wiener Becken mit dem Mäot, da die

Institutul Geologic al României

Laaerbergschotter auf Grund der Untersuchungen SCHLESINGERS (1913) ins Daz gestellt werden müssten, diese Schotter aber durch eine scharfe Diskordanz von dem darunter folgenden Komplex getrennt werden und da das Pont (die Schichten mit *Congeria rhomboidea*) im Wiener Becken vollständig fehle. Obwohl er somit den ganzen Komplex der Congerienschichten des Wiener Beckens ins Mäot, die Grenzschichte aber ins Sarmat stellt, vertritt er entschieden den Standpunkt einer kontinuierlichen Sedimentation zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten, ohne sich über die heikle Frage des abgängigen Mittel- und Obersarmat zu äussern.

1932 parallelisierte KREJCI die beiden oberen Zonen FRIEDLS mit dem Pont (Oberen Congerienschichten), die Unteren Congerienschichten dagegen ebenfalls nur mit dem Mäot und neigte der Ansicht zu, dass das Mittel- und Obersarmat im Wiener Becken fehle. Andererseits lässt er aber auch die Möglichkeit offen, dass das Wiener Becken bei der starken Regression im Mittel- und Obersarmat in seiner Ausdehnung bloss sehr eingeschränkt worden sei. Die obere Grenze der dem Mäot gleichgestellten Unteren Congerienschichten zieht er unterhalb der Schichten mit *Congeria* aff. *balatonica*, welch letztere er noch ins Pont s. s. stellt.

1932 äussert sich auch DIMITRIJ ANDRUSOV zu dieser Frage und meint, dass auf Grund einer längst überholten Auffassung N. ANDRUSOVS (1897), die von TEISSEYRE (1909) nachher übernommen wurde, neuerdings auch PETRASCHEK (1925), FRIEDL (1927), SOMMERMEIER (1930) die Congerienschichten des Wiener Beckens mit dem Mäot parallelisieren. Solange aber die echte *Congeria triangularis* im Wiener Becken nicht gefunden werde, könne auch das Mäot auf paläontologischer Basis nicht angenommen werden. Da zwischen dem unteren Sarmat und den Congerienschichten des Wiener Beckens ein ganz allmählicher Übergang vorhanden sei, müssen die Unteren Congerienschichten nach D. ANDRUSOV dem Bessarab und Cherson entsprechen. Mäot aber fehlt nach ihm ganz.

1933 folgt GILLET in der Stratigraphie des Mittleren Donaubeckens im allgemeinen der Gliederung bei LASKAREV, stellt aber dem Mäot bloss noch die Schichten mit *Congeria balatonica* und *Congeria triangularis* gleich und parallelisiert die Schichten mit *Congeria ungulacaprae* und *Congeria partschi* schon mit dem Sarmat. Die Grenzschichte parallelisierte GILLET mit dem Nubecularienhorizont (mittleren Sarmat), sowie seinerzeit auch schon SINZOV (1897). SINZOV hatte sich dabei auf die Beschreibung der Grenzschichte durch FUCHS, sowie auf Angaben HILBERS (1883) über Vorkommnisse bei Wiesen berufen. Die Angaben über das Vorkommen von *Nubecularien* in den oberen Geröllschichten des Steinbruches bei Wiesen beruhten aber auf einem Irrtum, wie HOERNES R. (1897, S. 83) nachwies. Es handelt sich hier nicht um *Nubecularien* sondern um *Serpula* und auch diese in umgelagertem Gerölle.

Institutul Geologic al României

In neuerer Zeit scheint SCHRÉTER von der Zuweisung der Unteren Congerienschichten zum Sarmat wieder abgekommen zu sein, da er in seiner Arbeit über das Borsod-Heveser Bükkgebirge (1934), eine Arbeit die mir erst vor kurzem in die Hand kam, für die ganze Dauer des Sarmat eine Festlandperiode feststellt und die Unteren Congerienschichten mit *Congeria ornithopsis*, *Melanopsis impressa* usw. in die Pontische Stufe stellt.

Ebenso stellt SCHRÉTER in seinen 1939 und 1940 erschienen Arbeiten über das Bükk-Gebirge und über die Bohrungen von Debrecen die Unteren Congerienschichten (« Unteres Pannon ») ins untere Pliozän und stellt sie dem Pont gleich.

1935 hatte ich diese Fragen auch besprochen und hatte die Ergebnisse meiner Untersuchungen auf Seite 303 folgendermassen kurz zusammengefasst: « Im Pannonischen Becken ist Mittelsarmat bisnoch nur in lokal sehr beschränkter Ausdehnung festgestellt worden. Die Unteren Congerienschichten liegen normalerweise über Untersarmat. Die sogenannten Übergangsschichten aber sind teils untersarmatisch, teils das Aufbereitungsprodukt untersarmatischer, fossilführender Schichten durch die Wässer der Congerienstufe. Wir müssen daher auch im Pannonischen Becken mit einer Sedimentationsunterbrechung wenigstens zur Zeit des Obersarmat rechnen, bei starker Regression schon zur Zeit des Mittelsarmat. Ob die neuerliche Transgression im Dazischen und im Pannonischen Becken gleichzeitig im Mäot einsetzte, oder ob sie im Pannonischen Becken erst später grössere Ausdehnung annahm, bleibt noch zu untersuchen.

Da die Oberen Congerienschichten aber zur Gänze als Äquivalente der Rhomboideaschichten aufgefasst werden müssen, wäre wenigstens der obere Komplex der Unteren Congerienschichten noch mit den Abichischichten des Dazischen Beckens zu parallelisieren ».

Und Seite 292 sagte ich: « Da die Schichten mit *Congeria triangularis* und *Congeria balatonica* als heterope Bildungen des Cong. rhomboidea Horizontes, die Schichten mit *Congeria ungulacaprae* aber als littorale, dem basalen Teil der Balatonicaschichten zwischengelagerte Bänke aufzufassen sind und da FRIEDL's Horizonte 1. und 2. aus dem Wiener Becken doch wohl den Schichten mit *Congeria triangularis* und *Cong. balatonica* entsprechen, wird dem Pont im Wiener Becken, das ihm in letzter Zeit abgesprochene Heimatrecht wieder zuerkannt werden müssen. Und zwar handelt es sich um Äquivalente des Horizontes mit *Congeria rhomboidea* ».

1938 ist GAAL der Meinung, dass die ganzen Congerienschichten nur ins Sarmat gestellt werden können, da sie im Liegenden der Schichten mit der « obersarmatischen » Pikermifauna von Baltavár auftreten, dass aber das Sarmat dafür zum Pliozän gerechnet werden müsse, da die terrestre Phase sich im Sarmat (= Congerienschichten) zuerst bemerkbar machte.

Institutul Geologic al României

In ihrer neueren Arbeit stellt nun auch GILLET (1942) die Schichten mit *Congeria triangularis* ins Pont, macht aber aus ihnen doch einen unteren Horizont im Liegenden der Rhomboideaschichten und verteilt die tiefer liegenden Schichten auf das Mäot und das obere Sarmat.

Es ist dies nur ein kleiner Ausschnitt aus der allgemeinen, unglaublichen nomenklatorischen Konfusion diese Bildungen betreffend. Doch lässt schon diese kurze Übersicht über die Entwicklung der stratigraphischen Deutung der Congerienschichten im Mittleren Donaubecken erkennen, dass hier mit Begriffen gearbeitet wird, deren Inhalt nicht geklärt ist, dass hier Missverständnisse, Unklarheiten aus einer Arbeit in die andere mitgeschleppt werden und eine richtige Beurteilung der Verhältnisse ausserordentlich erschweren.

GLIEDERUNG IN UNTERE UND OBERE CONGERIENSCHICHTEN

Für die Gliederung der Congerienschichten in Untere und Obere Congerienschichten bleibt vor allem das Bild der Gesamtfauna der einzelnen Schichtkomplexe massgebend. Verschiedene Faunengemeinschaften sind für die Unteren Congerienschichten, andere für die Oberen Congerienschichten charakteristisch. Auch einzelne Arten und Familien grenzen die Komplexe gegeneinander ab. *Orygoceras* werden wir kaum in den Oberen Congerienschichten finden und *Dreissenomya* nicht in den Unteren Congerienschichten. Das Gleiche gilt für viele andere Formen. Für eine Detailgliederung aber innerhalb der Unteren Congerienschichten einerseits, oder innerhalb der Oberen Congerienschichten andererseits, die mehr als lokales Interesse haben soll, fehlen uns bisher entsprechende Kriterien. Den immer wieder versuchten Detailgliederungen sowohl für die Unteren als auch für die Oberen Congerienschichten kommt daher nur lokales Interesse zu. So wird auch bezüglich der Detailgliederung der Congerienschichten des Wiener Beckens immer wieder betont, dass alle die für die verschiedenen Niveaus als charakteristisch erwähnten Formen eigentlich in allen Niveaus vorkommen und nur ihre Häufung in dem einen oder anderen Niveau charakteristisch sei. Dies erinnert aber doch mehr an Erscheinungen, die lokal faziell, nicht aber stratigraphisch bedingt sind.

So konnte auch LÖRENTHEY als Resultat seiner langjährigen Untersuchungen schliesslich für die Unteren Congerienschichten feststellen (1912, S. 283, ungarisch), dass sie einen einheitlichen Schichtkomplex darstellen, innerhalb dessen nur die petrographische Fazies die faunistische Fazies bedinge.

Wie eng aber die Unteren und die Oberen Congerienschichten zusammengehören, beweisen die Ergebnisse der zahlreichen Bohrungen in Ungarn. Von den 180 Formen, die SÜMEGHY aus den Unteren Congerienschichten

Institutul Geologic al României

der Bohrprofile erwähnt, kommen 86 Formen auch in den Oberen Congerienschichten dort vor, andere 21 Arten wurden von anderwärts auch aus den Oberen Congerienschichten erwähnt. Somit bleiben von den 180 Formen noch 73 Arten übrig, die bisher nur aus den Unteren Congerienschichten bekannt sind. Doch sind auch von diesen noch verschiedene bezüglich ihrer Horizontbeständigkeit zum mindesten verdächtig, andere dagegen gehören zu den grossen Seltenheiten, fallen daher, trotz des ihnen eventuell zukommenden grossen Interesses, faunistisch nicht ins Gewicht. Andererseits aber kann man sich bei gewissen Angaben einiger Zweifel nicht ganz erwehren. Wenn z. B. *Brotia vásárhelyi* oder *Melanopsis vindobonensis*, *Mel. bouei* usw. aus den Oberen Congerienschichten angegeben werden, hat man doch das Empfinden, dass da Verhältnisse vorliegen könnten, die vielleicht auch eine andere Deutung zulassen.

Das eine ist jedenfalls sicher, dass die Oberen und die Unteren Congerienschichten sehr eng mit einander verbunden sind, so dass z. B. die Zuweisung m a n c h e r Ablagerungen zu den Unteren oder den Oberen Congerienschichten von rein subjektiver Auslegung abhängt und daher von Autor zu Autor ganz verschieden ausfällt. LÖRENTHEYS Behauptung (1912, S. 294, ungar. Text), dass der Unterschied in der Fauna zwischen den Oberen und den Unteren Congerienschichten viel grösser sei als der zwischen den Unteren Congerienschichten und dem Sarmat, kann daher kaum anders gewertet werden, denn als Ausrutscher im Übereifer des Gefechtes zur Sicherung seines « Übergangsprofiles » von Soceni.

DIE STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DER CONGERIENSCHICHTEN IM VERGLEICH ZUM PONT RUMÄNIENS UND RUSSLANDS

Wir haben in der Definition des Begriffes « Pontische Stufe » und in den Bemerkungen zum « Kalk von Odessa » gesehen, dass diese Begriffe keineswegs gleichwertig sind, dass vielmehr die Bezeichnung « Pontische Stufe » der Bezeichnung « Kalk von Odessa », die doch nur als Horizontbezeichnung verwendet werden kann, übergeordnet ist.

Wenn wir nun die Fauna des Kalkes von Odessa näher untersuchen, finden wir nur einige wenige Formen, die eine Gleichstellung mit dem Rhomboidea-Horizont rechtfertigen würden, denen gegenüber steht aber eine ganze Anzahl Formen, die in viel grösserem Ausmasse eine Annäherung an das Mäot erkennen lassen. Als wichtigster Grund für die Gleichstellung: Kalk von Odessa = Rhomboidea-Horizont bleibt die Überlagerung des Mäot durch den Kalk von Odessa, der im Mittleren Donaubecken die Überlagerung der Unteren Congerienschichten durch den Rhomboidea-Horizont entsprechen würde, wobei die Unteren Congerienschichten als Mäot angenommen werden. Das einzige seriöse Motiv für die Gleichstellung: Mäot =

Institutul Geologic al României

Untere Congerienschichten, das abgesehen von den « Übergangsschichten » angeführt werden kann, ist wieder die Überlagerung der Unteren Congerienschichten durch den Rhomboidea-Horizont, der dem Kalk von Odessa hier gleichgestellt wird. Wir bewegen uns hier in einem ständigen Circulus vitiosus unbewiesener Behauptungen, falscher Auslegungen, die immer wieder nachgebetet, nie aber ernstlich überprüft wurden.

Da der Kalk von Odessa diskordant über dem Mäot liegt, da ferner in den anderen Gebieten Russlands die dem Kalk von Odessa äquivalenten Bildungen den untersten Schichten des Pont entsprechen, keineswegs aber den Schichten, die dem Rhomboidea-Horizont äquivalent sind, da ferner im Petroleumgebiet Rumäniens zwischen Mäot und dem Rhomboidea-Horizont noch die Abichi-Schichten in einer Mächtigkeit von fast 200 m liegen, müssen wir auch im Mittleren Donaubecken die Unteren Congerienschichten aus dem Liegenden des Rhomboidea-Horizontes noch ins Pont stellen (siehe JEKELIUS, 1935).

Formen, die sowohl aus dem Rhomboidea-Horizont des Mittleren Donaubeckens als auch aus dem Pont von Kamyschburun erwähnt werden, gibt es nur wenige: *Phyllicardium planum* DESH., *Limnocardium steindachneri* BRUS., *Monodacna edentula* DESH., *Plagiodacna carinata* DESH. Eine sicherere Parallelisierung dieser Bildungen wird erst ermöglicht durch die Gliederung des Pont in Rumänien, das geographisch eine zentrale Stellung zwischen beiden Gebieten einnimmt und von wo aus auch eine Parallelisierung nach beiden Richtungen hin eher möglich erscheint. Die Gliederung des Pont in Rumänien ist das gesicherte Ergebnis unzähliger Terrainuntersuchungen und der Profilaufnahmen zahlreicher Petrolbohrungen.

Wir unterscheiden im rumänischen Petroleumgebiet (siehe KREJCI, 1931, 1932) den oberen Rhomboidea-Horizont und den unteren Horizont der Schichten mit *Paradacna abichi*.

Der Rhomboidea-Horizont Rumäniens kann zwanglos mit dem Rhomboidea-Horizont des Mittleren Donaubeckens parallelisiert werden. Dementsprechend müssen aber die Abichi-Schichten des rumänischen Petroleumgebietes den Unteren Congerienschichten des Mittleren Donaubeckens gleichgestellt werden. Zwischen den Unteren Congerienschichten einerseits und den Abichi-Schichten andererseits lassen sich vorläufig keine paläontologischen Beziehungen feststellen, höchstens zwischen den Abichi-Schichten Rumäniens und den vor allem im südöstlichen Teil des Mittleren Donaubeckens weit verbreiteten Schichten mit *Valenciennesia, Cardium lenzi, Cardium syrmiense* (Fazies von Beočin). Ob einerseits *Cardium lenzi* und *Cardium syrmiense* auch in den Abichi-Schichten der Oltenia und der Muntenia vorkommen, woher sie oft zitiert wurden, von KREJCI und WENZ aber abgestritten werden, ob andererseits *Cardium abichi* auch in den Unteren Congerienschichten des Mittleren Donaubeckens vorkommt, sind Fragen, die

Institutul Geologic al României

noch näher zu untersuchen sein werden. Eine Schwierigkeit stellt sich obiger Parallelisierung entgegen und zwar durch die von GORJANOVICI-KRAMBERGER erkannte Scheidung der Valenciennesien in Provalenciennesien und in Valenciennesien, sowie durch die Angabe GORJANOVICIS, dass die Provalenciennesien auf die Unteren Congerienschichten, die Valenciennesien aber auf die Oberen Congerienschichten beschränkt seien. Es müsste da schon angenommen werden, dass das Stadium der Provalenciennesien des Mittleren Donaubeckens dem basalen Teil der Abichi-Schichten Rumäniens, der keine Valenciennesien führt, entspricht. Über die stratigraphische Verbreitung der Provalenciennesien innerhalb der Unteren Congerienschichten fehlen uns aber vorläufig doch noch genügend zuverlässige Daten. Es sind dies Fragen, über die zu diskutieren, daher vorläufig müssig erscheint. Auch die Tatsache, dass Provalenciennesia bisher aus dem russischen Pont noch nicht erwähnt wurde, ist noch kein Beweis dafür, dass diese Formen dort nicht vorkommen, oder selbst wenn sie fehlen sollten, dass deswegen unbedingt Altersunterschiede vorliegen müssen. Auch aus Siebenbürgen wurden bisher nur *Valenciennesia reussi* und *Val. annulata* erwähnt, obwohl es sich da in fast allen Fällen nur um Provalenciennesien handeln kann.

Andererseits ist von grossem Interesse, dass SÜMEGHY (1939) aus verschiedenen Faunen der Unteren Congerienschichten Ungarns *Valenciennesia reussi* und *Valenciennesia annulata* zusammen mit *Orygoceras*, *Congeria banatica*, *Limnocardium pseudosuessi* usw. erwähnt, ausserdem *Val. reussi* auch aus dem Rhomboidea Horizont. Dass ihm der Unterschied zwischen *Provalenciennesia* und *Valenciennesia* gegenwärtig war, ergibt sich aus seiner früheren Arbeit, in der er die *Valenciennesien* ohne Sipho ausdrücklich erwähnt (1927, S. 135). Auch STRAUSZ (1942, S. 5) erwähnt von Tapolcafö aus einer Fauna der Unteren Congerienschichten schöne Exemplare von *Valenciennesia reussi* NEUM. und S. 48, erwähnt er *Val. reussi* als Form, die auf die Unteren Congerienschichten beschränkt sei. *Valenciennesia reussi* gilt aber als eine der typischesten Formen des Rhomboidea Horizontes, keineswegs der Unteren Congerienschichten. Dass es sich bei den Exemplaren von Tapolcafö um *Valenciennesia* und nicht um *Provalenciennesia* handelt, geht aus der Bemerkung von STRAUSZ (S. 94) hervor, dass die sehr starke Siphonalfurche gut zu beobachten sei. Ebenso erwähnt STRAUSZ (S. 6) nach VITÁLIS (allerdings mit falschem Zitat) aus der westlichen Balatongegend bei Uzsa puszta eine kleine Fauna der Unteren Congerienschichten mit *Congeria subglobosa* und *Valenciennesia reussi.*

Nach KREJCI (1931) folgt über dem Mäot eine Bank mit Schalendetritus von *Congeria novorossica* SINZ., die er als Aufbereitungsprodukt ins Pont stellt. Über dieser Bank folgen molluskenarme Mergel, häufig mit einer Zone mit Pyrit und vielen Fischschuppen, « Zeichen stagnierenden Wassers, wie sie so häufig vor Ingressionen auftreten ».

Institutul Geologic al României

Über dieser fossilarmen Zone folgt mit grosser Einheitlichkeit die Bank mit *Congeria rumana* STEF. Unmittelbar über der Rumana-Bank beginnt *Paradacna abichi*. 25—40 m über der Pont/Mäot-Grenze beginnt *Valenciennesia annulata*.

Es sind dies einige Fixpunkte, von denen aus wir eine Parallelisierung mit den südrussischen Vorkommen versuchen können.

Die *Congeria rumana* steht der *Congeria subrhomboidea* zum mindesten sehr nahe. Ich verweise auf die Abbildungen der *subrhomboidea* bei ANDRUSOV (Dreissensidae) und bei DAVIDASCHVILI (Pont, 1931, Taf. I, Fig. 23). Mir liegen *Congeria rumana* Exemplare vom Originalfundort derselben vor, die vollkommen diesen Abbildungen der *subrhomboidea* entsprechen. Es dürfte daher wohl berechtigt sein, dies subrhomboidea-Niveau der Unterstufe Novorossijsk (südrussisches Unterpont) im Liegenden der Abichi-Schichten bei Kamyschburun mit der Rumana-Bank von der Basis der Abichi-Schichten Rumäniens zu parallelisieren.

Die Schichten mit *Paradacna abichi* haben in der westlichen Muntenia eine Mächtigkeit von 130—150 m. Über den Abichi-Schichten folgt der Rhomboidea-Horizont mit einer Mächtigkeit von 100—150 m. Über dem Rhomboidea-Horizont unterscheidet KREJCI noch Oberpont in einer Mächtigkeit von 300—400 m. Im Gebiet von Buzău sind diese Mächtigkeiten im allgemeinen grösser. *Valenciennesia annulata* geht bis an die obere Grenze des Oberpont.

Diesem Schichtkomplex oberhalb der Rumana-Bank müssten die Horizonte des südrussischen Oberpont (Unterstufe Bosphor) entsprechen, da die Ablagerungen dieser Unterstufe vom Kimmer, der dem rumänischen Daz entsprechen soll, überdeckt werden.

Als eine in der Stratigraphie des russischen Pliozäns geklärte Frage kann die Feststellung gelten, dass die Fauna des Kalkes von Odessa und deren Äquivalente an die Basis der pontischen Serie, in das unmittelbare Hangende der Mäotischen Stufe zu stellen sind.

Einerseits sind es die zahlreichen engen Beziehungen der Fauna des Kalkes von Odessa zur Fauna der mäotischen Bildungen, andererseits die Tatsache, dass alle Bildungen in Russland, die auf Grund ihrer Fauna als Äquivalente des Kalkes von Odessa angesehen werden müssen, auch auf Kertsch und Taman, ferner in Transkaukasien und im Schemachinischen Distrikt, woher klare und gut studierte Profile vorliegen, stets an der Basis des pontischen Komplexes, im Liegenden des Horizontes mit *Congeria subrhomboidea* und im unmittelbaren Hangenden des Mäot auftreten. Daher meinte auch N. ANDRUSOV, dass auch in Rumänien die Äquivalente des Kalkes von Odessa im unmittelbaren Hangenden des Mäot zu suchen seien. Das ist aber auch in Rumänien keineswegs der Rhomboidea-Horizont, sondern der Komplex im Liegenden der Schichten mit *Congeria rumana*.

Institutul Geologic al României

Somit kann entgegen allen bisherigen Behauptungen einwandfrei festgestellt werden, dass der Kalk von Odessa nicht dem Rhomboidea-Horizont entsprechen kann, sondern wesentlich tieferen Schichten, d. h. dem Komplex, der in Rumänien zwischen dem Mäot und den Schichten mit *Congeria rumana* liegt, entsprechen muss. Dieser Schichtkomplex, der dem Kalk von Odessa und dem Eupatoria-Horizont entspricht, wird in der Muntenia vom Rhomboidea-Horizont noch durch den Schichtkomplex mit *Paradacna abichi* getrennt.

Dem Komplex der Abichi-Schichten, ferner den Schichten mit *Congeria rumana*, und dem Liegenden derselben bis an die Oberkante des Mäot entsprechen aber im Mittleren Donaubecken die im Liegenden des Rhomboidea-Horizontes auftretenden Unteren Congerienschichten. Ob nun die Unteren Congerienschichten zur Gänze ins untere Pont zu stellen sind, oder ob ein Teil derselben eventuell doch noch ins Mäot gehört, kann vorläufig nicht beantwortet werden. Es fehlen dafür heute noch entsprechend sichere Unterlagen.

C) PANNON (L. Roth, 1879)

1879 spricht L. Roth zum erstenmal von den Pannonischen Schichten. In seiner Abhandlung « Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster Bergzuges und des südlichen Teiles des Leitha-Gebirges » (S. 144) schreibt er: « Es ergibt sich bei den geologischen Aufnahmen in Ungarn häufig der Fall, dass man gewisse Ablagerungen zwar sicher als jüngstes, über der Sarmatischen Stufe folgendes Neogen feststellen kann, bei Ermangelung von weiteren positiven Daten aber sie nicht mit derselben Sicherheit einer der neuerer Zeit unterschiedenen Stufen: Pontische (Congerien-), Levantinische und Thrazische Stufe einzureihen im Stande ist. In solchen Fällen zeigt sich besonders das Bedürfnis, diese drei Stufen unter einem Sammelnamen zusammenzufassen. Da nun die Bezeichnung « Congerienschichte » hiefür aus verschiedenen Gründen wohl nicht zutreffend ist, so wählen wir die allgemeine, nicht praejudizierende Benennung « pannonische Schichten », welcher Sammelname sich aus den Gründen empfehlen dürfte, da ja bekanntlich diese Ablagerungen im grossen pannonischen Becken eine starke Verbreitung besitzen und sehr schön entwickelt sind ».

1881 bezeichnete L. Roth die jungpliozänen Bildungen von Vârghiș, Arpatac und Buduș im Becken von Brașov, da eine genauere stratigraphische Eingliederung dieser Schichten nicht möglich war, « einstweilen allgemeiner als pannonische Schichten ». (Földtani Közl., XI, S. 75).

1884 (Umgebungen von Kismárton-Eisenstadt, S. 45) meint er dann, dass er unter Pannonischen Schichten « den zwischen Sarmatisch und Diluvium, als Liegend und Hangend, gelegenen Schichtkomplex verstehe ».

Institutul Geologic al României

1900 verwendet LÖRENTHEY (Foraminiferen der Pannonischen Stufe Ungarns) dagegen die Bezeichnung «Pannonische Stufe» für die pliozänen «Brackwasserablagerungen» des Mittleren Donaubeckens zum Unterschied von den pliozänen Süsswasserablagerungen oder dem Levantin und 1906 meint er (Balaton, S. 186—190, ungar. Text; deutsche Ausgabe 1911, S. 210), dass ROTH den Begriff der Pannonischen Schichten zum erstenmal (?) in «Umgebungen von Kismárton» verwendet habe und dass ROTH darunter nur Schichten verstanden habe, die sonst als Congerienschichten bezeichnet wurden, keineswegs aber auch die levantinischen Schichten. Doch hat ROTH sich sowohl in seiner Originaldefinition (1879) als auch in der von LÖRENTHEY zitierten, späteren Arbeit (1884) in nicht zu überbietender Klarheit dahin ausgesprochen, dass er das ganze über dem Sarmat und unter dem Diluvium liegende Neogen, inklusive des Levantins, unter dieser Bezeichnung verstehe. Damit erledigt sich aber die ganze Polemik LÖRENTHEYS gegen HALAVÁTS über diese Frage. Man kann nicht gut den Nachweis erbringen wollen, dass ROTH unter den Pannonischen Schichten etwas anderes verstanden habe, als er selber ganz eindeutig bei jeder Gelegenheit in seiner wiederholt gegebenen Definition der Pannonischen Schichten angibt.

TEISSEYRE (1909) schlägt vor, mit Pannon die faziell abweichende Ausbildung der Mäotischen Stufe im Mittleren Donaubecken zu bezeichnen, also nach ANDRUSOV (1895) und nach TEISSEYRE die Unteren Congerienschichten.

1916 nahm auch LÓCZY L. sen. zu dieser Frage Stellung. Er schreibt (S. 313): «Es würde mir zu grosser Freude dienen, wenn sich für die älteren pliozänen oder jungmiozänen Schichten eine ungarische Bezeichnung international einbürgern würde, und statt dem Namen pontisch die Bezeichnung pannonisch oder logischer hungarisch (pannonien oder hungarien) in allgemeine Verwendung käme».

Doch schien es LÓCZY «am angezeigtesten, an dem allgemein bekannten und verstandenen Namen Pontische Stufe festzuhalten, was auch für den praktischen Geologen am zweckmässigsten ist; auch in der internationalen Literatur wird dieser Name besser verstanden, da keine Aussicht vorhanden ist, dass die Bezeichnung «pannonien» den Namen «pontien» je verdrängen wird».

Seite 314 schreibt LÓCZY: «Dem Namen pannonisch würde ich nur in dem Falle eine Berechtigung zusprechen, wenn wir damit die transdanubisch regionale Fazies der pontischen Schichten bezeichnen würden». Daher verwendet LÓCZY die Bezeichnung «pannonisch-pontisch für die entsprechenden Bildungen Transdanubiens, während er für die gleichzeitigen Bildungen des Bihor, des Banater Hügellandes und Siebenbürgens den Namen «dazisch-pontisch» vorschlägt.

Institutul Geologic al României

DIMITRIJ ANDRUSOV (1932) übernimmt die Gleichung Mäot = Pannon, stellt aber die Unteren Congerienschichten nach LASKAREV (1924) ins Ober + Mittelsarmat und lässt das Mäot im Mittleren Donaubecken nur durch die Schichten mit *Congeria triangularis* vertreten sein. Da aber die Schichten mit *Congeria triangularis* sicher gleichzeitig sind mit den Schichten mit *Congeria rhomboidea*, wäre auf die Art Mäot = Rhomboidea-Horizont.

FRIEDL (1937) bezeichnet den ganzen Komplex der Congerienschichten des Wiener Beckens als Pannon.

GAÁL (1938) ist der Meinung, dass die Bezeichnung « Pannon » zu streichen sei, da die als Pannon bezeichneten Bildungen dem russischen Mittel- und Obersarmat entsprechen. Pannon könne höchstens zur Bezeichnung der speziell ungarischen Fazies des Mittel- und Obersarmat verwendet werden.

VITÁLIS (1942) vertritt den gleichen Standpunkt wie LÓCZY schon früher und lehnt auch die Bezeichnung « Pannonische Stufe » als unzweckmässig ab. VITÁLIS meint: « Am richtigsten ist also im allgemeinen die Bezeichnung « pontisch » und speziell die Bezeichnungen « unter- und oberpontisch » zu gebrauchen, wie dies auch JOHANN von BOECKH tat ». (BOECKH tat dies allerdings, bevor ROTH den Namen Pannon einführte). VITÁLIS weist darauf hin, dass die Bezeichnung « Pannonisch » von ROTH als Sammelbegriff für das ganze Pliozän des Mittleren Donaubeckens in die Literatur eingeführt wurde, sich also keineswegs mit Pont deckt und dass ROTH selber in Fällen, in denen das Alter einwandfrei als pontisch festgestellt werden konnte, die Bezeichnung pontisch, nicht aber pannonisch verwendete.

ROTH hat nachher tatsächlich in seinen Jahresberichten und Kartenerläuterungen bis einschliesslich 1905 stets nur die Bezeichnung pontisch verwendet, dann pontisch (pannonisch), nachher pannonisch (pontisch), zum Schluss aber nur noch pannonisch. Wenn aber VITÁLIS meint: « Durch den eindeutigen und konsequenten Gebrauch der Bezeichnungen pontisch, bezw. unter- und oberpontisch wird nämlich für die ungarischen und ausländischen Fachleute der Vergleich und die Parallelisierung von gleichalterigen, aber in verschiedenen Biotopen zur Ablagerung gelangten, also faziologisch von einander abweichenden terrestrischen, Süsswasser-, Brackwasser- und marinen (Sahélien) Sedimenten, sowie auch die allgemeine stratigraphische Einteilung erleichtert », setzt dies voraus, dass es sich bei allen den Bildungen, an die VITÁLIS hier denkt (Congerienschichten, Pontische Stufe, Sahélien usw.), tatsächlich um stratigraphische Begriffe handelt, die sich in ihrem stratigraphischen Umfang vollkommen decken. Sollte das aber nicht der Fall sein, dann führt die Verwirklichung seines Vorschlages nur zu einer Verschleierung eventuell bestehender Schwierigkeiten die Parallelisierung dieser Bildungen betreffend. Dass solche Schwierigkeiten aber auch heute noch bestehen, geht wohl zur Genüge aus den betreffenden Abschnitten vorliegender Arbeit hervor. Für die Begrenzung des Begriffes « Pont » sind näm-

Institutul Geologic al României

lich nicht die Verhältnisse im Mittleren Donaubecken oder die am Südrand des Mittelländischen Meeres massgebend, sondern nur die Verhältnisse am Nordrande des Schwarzen Meeres. Wenn ich daher im allgemeinen die Bezeichnung Untere und Obere Congerienschichten für das Mittlere Donaubecken beibehalte, geschieht das gerade, um auf diese Schwierigkeiten, die auch heute noch bestehen, hinzuweisen. Abgesehen davon, dass dies das wissenschaftlich exaktere Vorgehen ist, wird dadurch auch eine Klärung der Verhältnisse eher gefördert, als wenn wir einen noch nicht erbrachten Beweis vorwegnehmen und die Unteren Congerienschichten einfach dem Unterpont oder gar das Sahélien dem Pont gleichstellen und alles der Einfachheit halber nur als Pont bezeichnen.

In Ungarn wird sonst in neuerer Zeit im allgemeinen die Bezeichung Pannon im Sinne LÖRENTHEYS verwendet, also in vollkommener Deckung mit dem Begriff Congerienschichten.

LÖRENTHEY hat diese Bezeichnung, wie wir sahen, ganz willkürlich und im Gegensatz zu der ganz klaren und eindeutigen Definition, die ROTH für den von ihm in die Literatur eingeführten Begriff der Pannonischen Schichten wiederholt gegeben hat, in genau dem gleichen Sinne und Umfang gebraucht wie die Bezeichnung « Congerienschichten ». Man spricht auch hier von unteren und oberen pannonischen Schichten, so wie man von unteren und oberen Congerienschichten spricht. Der tatsächliche Begriff der Pannonischen Schichten aber ist, wie ROTH ihn festgelegt hat, viel umfassender und bezeichnet alle Bildungen, die im Mittleren Donaubecken zwischen dem Sarmat (= Untersarmat) einerseits und dem Diluvium andererseits liegen.

Der Zweck, den ROTH mit der Aufstellung der Bezeichnung Pannonische Schichten verfolgte, ist inzwischen hinfällig geworden, da das seinerzeit ungeklärte Alter der von ROTH in dieser Bezeichnung zusammengefassten Bildungen inzwischen geklärt wurde. Die Bezeichnung Pannonische Schichten aber auf den Komplex einzuschränken, der im Mittleren Donaubecken als Congerienschichten bezeichnet wird, ist unbegründet, da für diesen Komplex die viel ältere, durch den allgemeinen Gebrauch bestätigte und ausdrucksvollere Bezeichnung der Congerienschichten schon vorhanden war. So wie der Name Congerienschichten könnte auch der Name Pannon nur zur Bezeichnung der für das Mittlere Donaubecken charakteristischen Fazies dieses Schichtkomplexes verwendet werden und das sind eben die Congerienschichten. Innerhalb des allgemeinen stratigraphischen Schemas gelten aber nach wie vor die Bezeichnungen Pont und vielleicht noch Mäot, falls sich herausstellen sollte, dass doch ein Teil der Unteren Congerienschichten noch zum Mäot gehört.

Aus den gleichen Gründen muss auch der Vorschlag TEISSEYRES, mit Pannon bloss die Unteren Congerienschichten des Mittleren Donaubeckens (nach TEISSEYRE gleichbedeutend mit Mäot) zu bezeichnen, abgelehnt werden.

Institutul Geologic al României

Somit erweist sich die Bezeichnung « Pannonische Schichten » oder « Pannonische Stufe » als ungeeignet und überflüssig, da die Bezeichnung « Congerienschichten » besser und charakteristischer ist. Ausserdem muss die Bezeichnung Pannon auch aus nomenklatorischen Gründen abgelehnt werden.

D) SLAVONISCHE STUFE (Andrusov, 1923)

Die Bezeichnung Slavonische Stufe wurde von N. Andrusov im Jahre 1923 (Etage Apcheronian, S. 206) für die tiefsten Horizonte der Unteren Congerienschichten, die nach ihm mit dem oberen Sarmat Russlands äquivalent sein sollen, verwendet. Er meinte hier zweifellos die Schichten, die er schon 1910 und dann immer wieder als älteste Congerienschichten bezeichnet hatte, nämlich Soceni, Tinnye und teilweise Markusevec. Die Congerienschichten des Wiener Beckens dagegen setzte er auch hier dem Mäot gleich und bezeichnete sie als Pannon s. str.

D. Andrusov (1932) irrt daher, wenn er angibt, dass das Slavon den Congerienschichten des Wiener Beckens äquivalent sei.

Gillet (1938, 1942) verwendet die Bezeichnung « Slavonien » auch als vollkommen gleichbedeutend mit der Bezeichnung « Couches a Congeries inferieurs », die sie dem Cherson und dem Mäot gleichsetzt.

1938 meint Dimitrij Andrusov aber, dass im Mittleren Donaubecken die Schichten mit *Congeria subglobosa* der Congerienfazies des Mäot (soll nach ihm gleich Pannon sein) entsprechen und nur die tieferen Congerienschichten der Slavonischen Stufe (Congerienfazies des Ober- und Mittelsarmates). Und zwar soll N. Andrusov (1923) die Bezeichnung « Slavonische Stufe » für die Congerienfazies des Mittel- bis Obersarmats vorgeschlagen haben. Dies entspricht nun, wie wir oben sahen, keineswegs der von N. Andrusov gegebenen Definition der Slavonischen Stufe. Wer nur einigermassen aufmerksam die Entwicklung dieser stratigraphischen Begriffsbildung in den Arbeiten von N. Andrusov verfolgt, muss unbedingt sehen, dass Andrusov unter Slavon nur die Vorkommen: Tinnye, teilweise Markusevec, sowie Soceni in der Auffassung Aradi-Lörenthey gemeint hat, sowie deren eventuelle Äquivalente, nicht aber die Unteren Congerienschichten der Wiener und Beočiner Fazies, die er ausdrücklich dem Mäot gleichsetzte und als Pannon s. str. bezeichnete.

E) VALENCIENNESIA-HORIZONT (R. Hoernes, 1874)

Reuss (1868) stellte die Schichten mit Valenciennesien in die Congerienschichten.

Nach Lenz (1873, S. 313) gehören « alle Schichten, in denen *Valenciennesia annulata* mit den sie begleitenden Cardien und Limnaeen vorkommt, in

Institutul Geologic al României

dasselbe geologische Niveau ». Da LENZ die Beočiner Mergel mit den « Weissen Mergeln » Slawoniens vereinigte, die Weissen Mergel aber für eine Süsswasserfazies des Sarmat hielt, stellte er damit auch die Schichten mit *Valenciennesia annulata* ins Sarmat.

R. HOERNES (1874, S. 72) betrachtet jedoch diese Schichten als unterstes Glied der Congerienschichten und verweist auf das Beočiner Vorkommen. Er weist nach, dass die Beočiner Mergel mit den « Weissen Mergeln », die auch HOERNES als obere Abteilung der sarmatischen Schichten betrachtet (S. 76), nichts zu tun haben und stellt die Beočiner Mergel so wie auch KOCH und REUSS zu den Unteren Congerienschichten und zwar als ältestes Glied der Congerienschichten (S. 79). Er unterscheidet die Valenciennesia Mergel, die durch Valenciennesien und scharfrippige Cardien *(Cardium lenzi, Cardium syrmiense)* charakterisiert werden, als selbständigen Horizont an der Basis der Congerienschichten.

BRUSINA (Agram. 1884) stellte alle Vorkommen der Umgebung von Agram, ausser Markusevec, für welche Lokalität er seinen Lyrcaea-Horizont aufgestellt hatte, in den Valenciennesia-Horizont, sich auf LENZ und HOERNES berufend. Das was aber BRUSINA dann als Valenciennesia-Horizont beschreibt, ist eine typische Fauna des Rhomboidea-Horizontes mit *Congeria rhomboidea, Cong. croatica, Adacna schmidti* usw. Doch stellt er diesen seinen Valenciennesia-Horizont irrtümlich in das untere Pont, während er seinen Lyrcaea-Horizont ebenso irrtümlich ins obere Pont stellt (1897).

HALAVÁTS (Királykegye, 1892) wies darauf hin, dass Valenciennesia-Arten sowohl in den unteren als auch in den oberen pontischen Schichten Ungarns auftreten. Daher wird nach HALAVÁTS der Begriff des Valenciennesia-Horizontes fast dem Begriff der Pontischen Stufe gleich und wäre aus der geologischen Nomenklatur zu streichen.

R. HOERNES hatte schon 1875 (S. 72) beobachtet, dass bei der *Valenciennesia pauli*, die aus dem Beočiner Mergel entsprechenden Schichten Westslawoniens stammt, die Siphonalrinne nur durch eine flache Einbiegung angedeutet sei, bei der *Val. annulata* aber die Gestalt einer stark erhöhten Falte annehme. HALAVÁTS betonte dann (1887, S. 142), dass die beiden Valenciennesien aus höherem Niveau (*Val. annulata* und *Val. reussi*) sich durch die stärker ausgebildete Siphonalrinne von der aus tieferem Niveau stammenden *Val. boeckhi* (deren Siphonalrinne flacher sei) und von der *Val. pauli* HOERN. (deren Siphonalrinne nur durch die stärker gebogenen Rippen angedeutet werde) unterscheiden.

1901 schränkte dann GORJANOVICI-KRAMBERGER die Bezeichnung *Valenciennesia* auf die Formen mit stark entwickelter Siphonalrinne ein, die nach ihm auf das obere Pont beschränkt sind, und bezeichnete die Formen mit mässig gewölbter oder gar nicht entwickelter Siphonalrinne als *Provalenciennesia*. Letztere sind nach ihm auf das untere Pont beschränkt. 1923 meint

Institutul Geologic al României

GORJANOVICI-KRAMBERGER, dass nunmehr nach dem Bekanntwerden des Unterschiedes zwischen *Valenciennesia* und *Provalenciennesia* das Rhomboidea-Niveau wieder als Valenciennesia-Niveau bezeichnet werden könne, die unterpontischen Schichten aber als Provalenciennesia-Niveau oder Undulotheca-Niveau. « Niemals geht nämlich eine *Undulotheca* oder eine typische *Provalenciennesia* in die oberpontischen Schichten hinauf, wie umgekehrt niemals eine *Valenciennesia* schon in den unterpontischen Schichten vorkommt ».

Nach HOERNES (1901, S. 233) ist jedoch die von GORJANOVICI-KRAMBERGER geäusserte Ansicht, « das die geologisch älteren Vertreter der Gattung *Valenciennesia* keine Siphonalrinne besassen (oder wenigstens zum grossen Teil nicht), und dass sich diese bei den geologisch jüngeren Arten mehr und mehr entwickelte », nicht haltbar. Und zwar wies HOERNES darauf hin, dass die Siphonalrinne bei den Valenciennesiaformen der unterpontischen Schichten von Taman (Schichten mit *Paradacna abichi* HOERN.) deutlich ausgeprägt sei.

Von grossem Interesse ist in diesem Zusammenhang, dass sowohl SÜMEGHY (1939) als auch STRAUSZ (1942) aus typischen Faunen der Unteren Congerienschichten teils *Valenciennesia reussi*, teils *Valenciennesia annulata* erwähnen, wobei STRAUSZ für seine *Valenciennesia reussi* noch ausdrücklich die sehr stark entwickelte Siphonalfurche hervorhebt. (Siehe hierüber ausführlicher Seite 239).

Es ist dies eine Frage, zu deren endgültiger Klärung noch umfassende stratigraphische und paläontologische Studien notwendig sein werden.

Für die aus dem Süsswassermediterran der Herzegowina von GORJANOVICI-KRAMBERGER (1909) beschriebene *Valenciennesia katzeri* stellte KATZER (1921, S. 27) das Genus *Clivunella* auf und betrachtete dies als Stammform von *Valenciennesia*. GORJANOVICI-KRAMBERGER (1923, Zagreb) stellte nachher *Clivunella*, für welches Genus er noch zwei andere Formen aus den pontischen Schichten des Agramer Gebirges beschrieb, zur Familie der *Ancylina* und betrachtete *Undulotheca* als Vorläufer der *Valenciennesia*.

Die von BASSE (1938) aus dem Cenoman von Madagaskar beschriebene *Valenciennesia* wird wohl auch revidiert werden müssen.

Gegen die Verwendung der Bezeichnung Valenciennesia-Schichten als allgemeine stratigraphische Bezeichnung im gleichen Umfange wie die Bezeichnung der Congerienschichten, sowie auch gegen die Bezeichnung Valenciennesienschichten für das Oberpont und Provalenciennesienschichten für das Unterpont spricht aber die grosse Seltenheit der Valenciennesien. Den weitaus meisten Vorkommen fehlen sie überhaupt und selbst dort, wo sie vorkommen, sind sie gewöhnlich selten und treten nur in einzelnen engbe-

Institutul Geologic al României

grenzten Schichten häufiger auf. Sie sind zu sehr faziell bedingt. Ausserdem ist die Bezeichnung Congerienschichten viel älter und in der bisherigen Literatur viel allgemeiner angewendet.

F) LYRCAEA-HORIZONT (BRUSINA, 1884)

REUSS hatte 1868 für die Congerien- oder Inzersdorfer Schichten zwei Abteilungen unterschieden:

1. die Melanopsisschichten mit *Melanopsis fossilis, Mel. impressa, Mel. bouei*;
2. die Cardienschichten mit Cardien mit abnormem Schlossbau, *Congeria rhomboidea, Dreissenomya aperta* usw.

Das stratigraphische Verhältnis dieser beiden Abteilungen zu einander ist nach REUSS noch nicht geklärt. Er neigt der Ansicht zu, dass die Melanopsisschichten als die ausgesüssteren die jüngeren seien, doch zieht er auch die Möglichkeit in Erwägung, dass beide gleich alt sind und nur aus verschiedenen Faziesgebieten stammen.

Für die gleichen Ablagerungen, die REUSS Melanopsisschichten genannt hatte, stellte BRUSINA (1884) in seiner Arbeit über die Fauna der Congerienschichten von Agram die Bezeichnung « Lyrcaea-Horizont » auf (nach *Lyrcaea* ADAMS, einer synonymen Bezeichnung für *Melanopsis*) und zwar für die Lokalität Markusevec. Dieser Horizont soll nach BRUSINA vor allem durch das Vorkommen der Gattung *Neritona* charakterisiert sein. BRUSINA kannte aus diesen Schichten insgesamt 2 Exemplare dieser Form und meinte selber, dass *Neritona* sonst in Europa nicht mehr gefunden wurde. Es ist dies also ganz entschieden keine Form, die zur Charakterisierung eines Horizontes geeignet ist. Die als Neritona erwähnte Form taufte BRUSINA 1902 in *Ninnia* um.

Er gibt für Markusevec folgende Fauna an:

Congeria subglobosa PARTSCH
Neritona martensi BRUS.
Neritodonta pilari BRUS.
Melanopsis fossilis GMEL.
» *vindobonensis* FUCHS
» *bouei* FÉR.
» *pygmaea* PARTSCH
» *krambergeri* BRUS.

BRUSINA (1897, S. X—XI) betrachtet diesen Horizont als oberes Pont, die Schichten mit *Congeria rhomboidea, Cong. croatica, Budmania* dagegen als unteres Pont. Dieser Irrtum wurde von GORJANOVICI-KRAMBERGER (1897) richtiggestellt, doch stellte auch er den Lyrcaea-Horizont als seine 6. Etage noch in die obere Abteilung der Pontischen Stufe und liess die untere Abteilung erst mit seiner 4. Etage, den Mergeln von Beočin, beginnen. Ich

Institutul Geologic al României

nenne diese Ablagerungen die Wiener Fazies der Unteren Congerienschichten zum Unterschied von der Beočiner (Valenciennesien) Fazies der Unteren Congerienschichten.

G) RHOMBOIDEA-SCHICHTEN (Neumayr und Paul, 1875)

Nach Neumayr und Paul (1875, S. 85) treten die Schichten mit *Congeria rhomboidea* und die mit *Congeria triangularis* in Ungarn oft nahe beieinander auf, doch schliessen sich *Congeria rhomboidea* und *Congeria triangularis* in ihrem Vorkommen aus. Neumayr und Paul hielten den Horizont mit *Congeria triangularis* für den älteren dieser zwei Horizonte. Doch bezeichnete man damals mit *Congeria triangularis* ausser dem oberpontischen Typus auch noch die von Brusina erst 1892 als selbständige Arten abgetrennten Formen: *Congeria ornithopsis* und *Congeria hoernesi* aus dem unteren Pont.

Boeckh (1881, S. 256—57) trat dagegen schon für das gleiche Alter der Schichten mit *Congeria rhomboidea* und der Schichten mit *Congeria triangularis* ein. Nach ihm kommen in der oberen Abteilung der pontischen Ablagerungen bei Fünfkirchen ausser *Congeria triangularis*, *Cong.* cf. *partschi*, *Cong. balatonica* noch *Cardium schmidti* und *Cardium* n. sp. vor, die bei Németh Ürögh dagegen in Gesellschaft der *Congeria rhomboidea* auftreten, ebenso nach L. Roth bei Kurd. Ferner weist Boeckh darauf hin, dass nach Kokán bei Árpád ausser *Cong. rhomboidea* auch *Cong. triangularis* vorkomme.

Kokán hatte bereits 1873 von Árpád die ganze für den Rhomboidea-Horizont so charakteristische Faunengesellschaft (*Cardium arpadense*, *C. schmidti*, *C. hungaricum*, *C. apertum*, *C. edentulum*; *Congeria rhomboidea* und *Cong. triangularis*; ausserdem eine eigentümlich geformte Versteinerung, die er dann 1874 als *Valenciennesia annulata* bestimmte) veröffentlicht.

Aus Obigem, sowie aus der Tatsache, dass ihm bis dahin kein einziger Fall bekannt geworden sei, in welchem die durch das Auftreten der *Cong. rhomboidea* charakterisierten Ablagerungen die Schichten mit *Cong. triangularis* tatsächlich überlagern würden, folgert Boeckh, dass die Einteilung der Schichten mit *Cong. rhomboidea* in ein höheres Niveau als das der Schichten mit *Cong. triangularis* nicht begründet erscheine und meint wörtlich:

« Nach all dem Gesagten stelle ich daher meinerseits die durch das Auftreten der *Congeria rhomboidea* gekennzeichneten Schichten des in Rede stehenden Gebietes in dasselbe Niveau, in welchem auch die Schichten mit *Cong. triangularis* fungieren ».

So wurde der Horizont mit *Congeria rhomboidea* von Neumayr und Paul in die Literatur eingeführt (1875), die Schichten mit *Cong. triangularis*, bezw. *balatonica* aber nicht als äquivalent mit diesem Horizont erkannt und die stratigraphische Stellung des Rhomboidea-Horizontes im Vergleich zu den

Institutul Geologic al României

Schichten mit *Cong. subglobosa* falsch bestimmt. Die richtige stratigraphische Lage des Rhomboidea-Horizontes im Verhältnis zu den Schichten mit *Cong. triangularis* wurde dann von BOECKH (1881) herausgearbeitet. Es ist daher ein Irrtum, wenn HALAVÁTS als Autor des Horizontes mit *Cong. rhomboidea* angeführt wird. HALAVÁTS hat erst im Jahr 1892 (S. 43) die pontischen Ablagerungen des Banates, des Gebirges bei Fünfkirchen (Mecsekgebirge), der Agramer Gegend, die durch *Cong. rhomboidea*, *Adacna schmidti* und durch die in den Formenkreis der *Adacna hungarica* gehörenden hahnenkammrippigen Adacnen charakterisiert werden, als Rhomboidea-Horizont bezeichnet und diese Schichten in die obere Partie der oberen Pontischen Stufe gestellt. Die Charakterisierung des Rhomboidea-Horizontes durch HALAVÁTS deckt sich sonst mit der von BOECKH gegebenen, nur dass BOECKH schon 1881 ausser *Cong. rhomboidea* usw. auch *Cong. triangularis* und *Cong. balatonica* hieher rechnete, was vollkommen unserer heutigen Auffassung entspricht.

H) BUDMANIA-HORIZONT (GORJANOVICI-KRAMBERGER, 1897)

Die gleichen Schichten, die REUSS (1868) Cardienschichten genannt hatte, bezeichnete GORJANOVICI-KRAMBERGER (1897) als Budmania-Horizont. BRUSINA (1897) hatte den Namen *Budmania* für einige Limnocardien aus der Gruppe des *Limnocardium semseyi*, Formen mit hohen Rippen und stark reduzierten Kardinalzähnen (Cardien mit abnormem Schlossbau nach REUSS), eingeführt und Seite XI diese als besonders charakteristisch für die Schichten, in denen auch *Congeria rhomboidea* vorkomme, bezeichnet. Im gleichen Jahr spricht GORJANOVICI-KRAMBERGER schon vom Budmania-Horizont, den er dem Rhomboidea-Horizont gleichstellt. Nach ihm wäre die Bezeichnung Budmania-Horizont der Bezeichnung Rhomboidea-Horizont vorzuziehen (siehe seine Tabelle). Seither trifft man in der Literatur auch die Bezeichnung Budmania-Horizont für den gleichen Schichtkomplex wie Rhomboidea-Horizont.

Da die Budmanien aber nur an einigen wenigen Stellen vorkommen, wie bei Tirol (Königsgnad) und Okrugljak, sonst aber vollkommen fehlen, sind sie, obwohl sie auf diesen Horizont beschränkt sind, für die Bezeichnung dieses Horizontes unbrauchbar.

Institutul Geologic al României

III. DIE PONTISCHE STUFE IM MITTLEREN DONAUBECKEN

A) DAS WIENER BECKEN

EINLEITUNG

Eine zusammenfassende neuere Darstellung der Congerienschichten des Wiener Beckens fehlt leider. Auch von den Ergebnissen der geologischen Neuaufnahmen des Wiener Beckens im Zusammenhang mit der Petroleumforschung daselbst ist bisnoch wenig veröffentlicht worden. Da die Ergebnisse dieser Neubearbeitung des Wiener Beckens manche Frage, die heute noch offen ist, beantworten werden, erscheint es nicht angezeigt, vor Veröffentlichung dieser Ergebnisse auf Grund der von früher her veröffentlichten Daten zu den verschiedenen noch strittigen stratigraphischen Fragen Stellung zu nehmen.

Aus den Veröffentlichungen, die bisher aus diesem neuen Forschungszyklus vorliegen, geht aber hervor, dass die gegenwärtig an den Ölforschungen im Wiener Becken beteiligten Geologen die von N. ANDRUSOV propagierte Auffassung vertreten, dass im Wiener Becken zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten eine kontinuierliche Sedimentation angenommen werden muss. Was in diesem Zusammenhang über die « Übergangsschichten » zu sagen ist, habe ich in dem betreffenden Abschnitt angedeutet und verweise hier darauf. Was aber eine eventuelle Kontinuität in der Sedimentation zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten betrifft, mag zugegeben werden, dass möglicherweise Teile des inneren Wiener Beckens zu den so sehr gesuchten Sonderfällen gehören, wo vielleicht eine Kontinuität in der Sedimentation anzunehmen ist. Obwohl auch dies zumal in Anbetracht der neueren Forschungsergebnisse im zentralen Teil des Mittleren Donaubeckens, wo zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten ganz klar eine grosse Schichtlücke besteht, immer mehr an Wahrscheinlichkeit verliert, ganz abgesehen davon, dass alle biologisch-stratigraphischen Daten, die bisher von hier bekannt wurden, der Kontinuitätstheorie widersprechen. Fliessende

Institutul Geologic al României

und kleinere stehende Gewässer hat es wohl auch in dieser Zeit zwischen Untersarmat und Unteren Congerienschichten im Mittleren Donaubecken gegeben. Die Ablagerungen dieser Gewässer aber kennen wir leider bisnoch nicht, abgesehen von den wahrscheinlich hieher gehörenden Weissen Mergeln Slawoniens. Wie dem aber auch sei. Wir können die Beantwortung dieser Frage bezüglich des Wiener Beckens ruhig der Zukunft überlassen, da diese Frage für die Beurteilung des Gesamtgeschehens im Mittleren Donaubecken nicht von entscheidender Bedeutung ist. Von Interesse wäre es allerdings, wenn wir wenigstens aus dem Wiener Becken erfahren könnten, wie der Übergang aus den sarmatischen Schichten in die Congerienschichten tatsächlich erfolgte. Aber nicht auf Grund der « Übergangsschichten » aus den Randgebieten. Da in den Randgebieten, selbst im Wiener Becken, ein solcher Übergang jedenfalls nicht feststellbar ist.

STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER CONGERIENSCHICHTEN IM WIENER BECKEN

HISTORISCHE ÜBERSICHT

Im Jahre 1875 veröffentlichte FUCHS eine Gliederung der Unteren Congerienschichten des Wiener Beckens, die sich von der heute noch gültigen in nichts unterscheidet. Er gliederte die Unteren Congerienschichten des Wiener Beckens, von oben nach unten, folgendermassen:

1. Schichten der *Congeria subglobosa* und *Melanopsis vindobonensis* (er erwähnt ferner: *Mel. pygmaea*, *M. bouei*, *Cardium conjungens*, *Congeria czjzeki* usw.).

2. Schichten der *Congeria partschi* und *Melanopsis martiniana.*

3. Schichten der *Congeria triangularis* (= *C. ornithopsis* BRUSINA, 1892) und *Melanopsis impressa.*

4. Grenzschichte zwischen der Congerien- und der sarmatischen Stufe. Diese Schichten sind vollkommen erfüllt mit den bezeichnenden sarmatischen Bivalven, vor allem grossen, dickschaligen Exemplaren der *Tapes gregaria.*

« In den obersten Lagen dieser Tapes-Schichten finden sich regelmässig noch einzelne Exemplare von *Mel. impressa* und *Congeria triangularis*, ja bisweilen findet sich an der Grenze der beiden Stufen eine 1—2 Fuss mächtige Schichte, welche neben den sarmatischen Bivalven in solcher Menge die beiden vorerwähnten Conchylien enthält, dass dadurch eine eigentümliche Grenzschichte gebildet wird, in welcher die bezeichnenden Arten der Congerien- und der Sarmatischen Stufe in nahezu gleichem Verhältnisse gemischt vorkommen ».

Institutul Geologic al României

R. HOERNES (1900 und 1901) unterscheidet im Wiener Becken:

Pliozän:

Süsswasserkalk von Moosbrunn.

Pontische Stufe:

1. Obere Congerienschichten (Rhomboidea-Horizont): Belvedere Schotter.
2. Mittlere Congerienschichten: Schichten mit *Congeria subglobosa* und *Cong. spathulata.*
3. Untere Congerienschichten: Schichten mit *Congeria partschi.*

Mäotische Stufe:

Fluviatile Schichten mit *Melanopsis impressa* KRAUSS.

1900 hatte HOERNES die Belvedere Schotter mit den Rhomboidea-Schichten parallelisiert, die Schichten mit *Congeria subglobosa* und *Cong. spathulata* aber mit den Schichten von Rădmănești, Tihany, Kup, Markusevec und die Schichten mit *Congeria partschi* als Untere Congerienschichten mit den Schichten mit *Cardium lenzi* und *Congeria banatica.*

1901 betonte er dagegen, dass es ihm zweifelhaft erscheine, ob die *Congeria subglobosa* in der Tat ein tieferes Niveau kennzeichnet als *Cong. rhomboidea.* Die *Congeria oppenheimi* HOERN. und die *Cong. hilberi* HOERN. aus den oberen Congerienschichten von Tirol (Königsgnad) entfernen sich vom Typus der *C. rhomboidea* weit und scheinen einen Übergang zur Gruppe der *Cong. subglobosa* und speziell zur *Cong. partschi* zu bilden.

Tatsächlich erwähnt A. SCHMIDT (1893) von Cinkota (Ungarn) aus oberpontischer Fauna *Congeria subglobosa,* ebenso LÖRENTHEY (1906, Budapest) von Rákos zusammen mit *Congeria partschi, Limnocardium penslii* und *L. steindachneri.*

Congeria partschi scheint, wenn es sich hier nicht um einen Sammelnamen für verschiedene Formen handelt, auch in den Oberen Congerienschichten Ungarns eine sehr gewöhnliche Form zu sein. Sie wird immer wieder auch in Faunen der Oberen Congerienschichten erwähnt, so von LÖRENTHEY (1902) von Köbánya, ebenso 1906 und von zahlreichen Orten. 1912 meint LÖRENTHEY, dass *Cong. partschi* und *Cong. ungulacaprae* sich gegenseitig vertreten, also bloss faziell bedingt seien. So wird *Congeria partschi* auch von SÜMEGHY (1939) auch aus Faunen der Oberen Congerienschichten erwähnt.

Da sowohl die Schichten mit *Congeria balatonica* und *Cong. triangularis,* als auch die Schichten mit *Cong. ungulacaprae* sicher in den Rhomboidea-Horizont gehören, gewinnen die oben erwähnten Vermutungen von R. HOERNES an Interesse.

Auch WINKLER (1938, S. 12) vermutet, dass der Horizont mit *Cong. subglobosa* des Wiener Beckens den Oberen Congerienschichten gleichzustellen sei.

Institutul Geologic al României

Nach FRIEDL (1931) sind folgende Formen für die Zone der *Congeria subglobosa* charakteristisch:

Congeria subglobosa PARTSCH.
» *rugulosa* FUCHS (= *C. zsigmondyi* HALAVÁTS)
» *czjzeki* HOERN.
Cardium apertum schedelianum PARTSCH
Melanopsis vindobonensis FUCHS
» *pygmaea* PARTSCH

häufig sind ferner:

Congeria spathulata PARTSCH
Cardium carnuntinum PARTSCH
» *conjungens* PARTSCH
Melanopsis bouei FÉR.

Ausser *Congeria rugulosa* und *Cardium carnuntinum* ist keine dieser Formen nach Angaben, die aus Ungarn vorliegen (hauptsächlich SÜMEGHY), auf die Unteren Congerienschichten beschränkt. Doch treten diese Formen gehäuft vor allem in den Unteren Congerienschichten auf. So entspricht der Gesamtcharakter dieser Fauna doch entschieden dem der Unteren Congerienschichten Ungarns.

FRIEDL unterschied (1931) innerhalb der Congerienschichten des Wiener Beckens fünf Zonen:

1. Zone der Viviparen.
2. Zone mit *Cong.* aff. *balatonica* und *Cong. spathulata.*
3. Zone mit *Congeria subglobosa.*
4. Zone mit *Congeria partschi.*
5. Zone mit *Congeria ornithopsis.*

In dieser Gliederung entsprechen die Zonen 3—5 genau den Schichten 1—3 der Unteren Congerienschichten in der Gliederung bei FUCHS.

1937 fasste FRIEDL dann die beiden oberen Zonen als Ober-Pannon zusammen, bezeichnete die Zone mit *Congeria subglobosa* als Mittel-Pannon und stellte die beiden unteren Zonen zusammen mit den « Übergangsschichten » ins Unterpannon.

Nach SOMMERMEIER (1937) ist die *Congeria* aff. *balatonica* FRIEDL's identisch mit der im Rhomboidea-Horizont heimischen *Congeria croatica* BRUS. Sie tritt an der Basis der sonst fast ganz fossilfreien oberen Serie der Congerienschichten des südmährischen Teiles des Wiener Beckens auf und begleitet den mährischen Lignithorizont. Die mittlere Serie der südmährischen Congerienschichten entspricht der Zone mit *Congeria spathulata* und der *Congeria subglobosa.* Die untere Serie umfasst die Zone der *Congeria partschi* und der *Congeria ornithopsis.* In der südlichen Hälfte fehlt *Congeria ornithopsis* oft und *Congeria partschi* bildet das tiefste Leitfossil der Congerienschichten.

Institutul Geologic al României

JANOSCHEK (1942) trennte, einem Vorschlag KAPOUNEKS folgend, von dem Horizont mit *Congeria* aff. *balatonica* bezw. *Congeria croatica* BRUS. die obere blaue Serie ab. Letztere, sehr fossilarme Serie vereinigte er mit FRIEDLS Viviparenzone zu seiner « Fossilleeren Zone ». Die Bezeichnung « Viviparenzone » aber ist nach JANOSCHEK zu streichen, da Viviparen im Wiener Becken nur in den Moosbrunner Schichten, ferner in einer Tiefbohrung in Rabensburg und bei einer Bohrung bei Zavod (Slowakei) gefunden wurden. Die fossilleere Zone teilte er nach KAPOUNEK in eine obere bunte und eine untere blaue Serie.

Die untere dunkelgraue, lignitische Serie des Horizontes mit *Congeria* aff. *balatonica* bezw. *Congeria croatica* BRUS. vereinigte er aber mit der grauen Zone der *Congeria subglobosa* zu seiner grauen und graugrünen Serie der mittleren Congerienschichten.

Eine Gliederung der Congerienschichten auf petrographischer Grundlage ist nach JANOSCHEK im allgemeinen nicht leicht durchführbar. Zumal die beiden untersten Horizonte (Horizont mit *Congeria partschi* und Horizont mit *Congeria ornithopsis*) können infolge der spärlichen Fossilführung und der gleichförmigen petrographischen Ausbildung kartierungsmässig kaum getrennt werden.

GIBT ES IM WIENER BECKEN AUCH OBERE CONGERIENSCHICHTEN?

Nachdem ANDRUSOV (1895) der Meinung Ausdruck gegeben hatte, dass zwischen dem Sarmat und den Congerienschichten im Mittleren Donaubecken keine Unterbrechung der Sedimentation angenommen werden könne, wurden die Congerienschichten des Wiener Beckens von einigen dem Mäot, von anderen dem Mäot und oberen Sarmat oder gar dem oberen und mittleren Sarmat gleichgestellt.

Über den Congerienschichten liegen die Belvedere Schotter, die auf Grund der Belvedere Fauna ins Pont gestellt wurden. SCHAFFER hatte aber (1902 und 1904) darauf hingewiesen, dass die Belvedere Fauna nicht aus den Belvedere-Schottern stamme, sondern aus Sanden, die mit den Congerienschichten in engem Zusammenhang stehen, während die Schotter diskordant über den Congerienschichten liegen, also jünger (levantin oder pleistozän) sind.

Nach SCHLESINGER (1913) können die Laaerberger Schotter (also die älteren Schotter) nicht älter sein als unterstes Mittelpliozän und nicht jünger als basales Oberpliozän [1]). Nach FRIEDL (1931) würde dies dem Daz entspre-

[1]) Nach der Nomenklatur SCHLESINGERS sind die Schichten mit *Elephas meridionalis* Oberpliozän, die Schichten mit *Mastodon arvernensis* und *Mastodon borsoni* Mittelpliozän (Levantin), das *Unio wetzleri* Niveau bezeichnet er als oberpontisch, also bereits Unterpliozän.

Institutul Geologic al României

chen und da nach FRIEDL (1931) im Wiener Becken der Rhomboidea-Horizont vollständig fehlen soll, können nach ihm die von den Laaerberger Schottern durch eine scharfe Diskordanz getrennten Paludinensande nur mit den «tieferen» Balatonica-Schichten Ungarns parallelisiert werden.

Wenn die Feststellungen SCHAFFERS und SCHLESINGERS zu Recht bestehen, fällt aber die Begrenzung der Congerienschichten nach oben nicht mehr mit der Unterkante des Rhomboidea-Horizontes zusammen.

Tatsächlich hat FUCHS (1870) von Gumpoldskirchen ein Vorkommen von Congerienschichten mit einer Fauna beschrieben, die weitgehend von der der Congerienschichten von Brunn und Inzersdorf abweicht, dagegen fast identisch ist mit der von Rădmănești und Tihany. SCHLESINGER (1922) meint allerdings, dass er das von FUCHS von Gumpoldskirchen veröffentlichte Material überprüft hätte mit dem Ergebnis, dass das wichtigste Material, ein grosses Handstück, gar nicht vom Richardshof sondern von der Basis des Eichkogel stammt. Von diesem Handstück hätte FUCHS erwähnt, dass es Hohldrücke von *Congeria triangularis* und *Congeria partschi*, ferner *Melanopsis bouei* und grosse Abdrücke von *Mel. martiniana* enthalte. Die *Congeria triangularis* von hier ist aber nach SCHLESINGER *Congeria ornithopsis* BRUS. Da in der Veröffentlichung von FUCHS weder ein Handstück noch Hohldrücke erwähnt werden, ist mir unbekannt, worauf SCHLESINGER seine Feststellungen gründet. Da FUCHS (S. 129) ausdrücklich angibt, dass er dies Vorkommen wiederholt besucht habe, wobei er durch Anwendung von Glaserkitt nahezu ein Dutzend Arten konstatieren konnte, ist eine Verwechselung durch FUCHS wohl ausgeschlossen. Dagegen erwähnt TOULA (1875, S. 6), dass er unterwegs zu dem von FUCHS entdeckten, hinter dem Richardshof gelegenen Congerienkonglomerat links von dem vom Eichkogel her kommenden Fahrwege, noch vor dem Richardshof einen «Sandstein mit Steinkernen und Abdrücken einer Congeria» gefunden habe. Und HOERNES (1903, S. 986) endlich spricht von einem Konglomerat mit Hohldrücken und Steinkernen von Congeria und Melanopsis bei Gumpoldskirchen.

In das Bild dieser von FUCHS angegebenen oberpontischen Fauna fügt sich stratigraphisch gut ein die von WENZ und EDLAUER (1942) beschriebene oberpontische Süsswasserfauna vom Eichkogel, die aus dem Komplex zwischen dem Congerientegel und dem oberen Süsswasserkalk stammt. WENZ stellt sie der Öcser Süsswasserfauna aus Ungarn gleich, die stratigraphisch den Triangularisschichten vom Plattensee entsprechen.

Ausserdem hat KITTL (1892), ferner FUCHS (1902) ein Vorkommen von Mannersdorf bekannt gemacht, dem in diesem Zusammenhang auch einiges Interesse zukommt. In den Mergeln bei Mannersdorf wurden ausser Spuren von *Unio* und *Helix* in Sand und Schotterlinsen *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros* cf. *schleiermacheri*, *Hipparion gracile* gefunden. LÖRENTHEY (1912, S. 298, ungar. Text) stellt diese Bildungen in

Institutul Geologic al României

Parallele zu dem Vorkommen von Szentlörincz und sieht in beiden Vertreter des Rhomboidea-Horizontes. Nach SCHLESINGER (1922, S. 8 und 242) handelt es sich sowohl bei Mannersdorf im Wiener Becken als auch bei Szentlörincz um *Mastodon grandincisivum* SCHLES., in beiden Fällen also tatsächlich um Oberpont.

1937 bestimmte dann SOMMERMEIER die *Congeria* aff. *balatonica* FRIEDLS aus dem Lignithorizont Südmährens als *Congeria croatica* BRUS. und weist darauf hin, dass die *Congeria croatica* im Mittleren Donaubecken zusammen mit der *Congeria rhomboidea* vorkomme.

Es ist somit sicher, dass die zwei oberen Zonen FRIEDLS dem Rhomboidea-Horizont gleichzustellen sind, damit aber auch der Lignithorizont mit *Congeria* aff. *balatonica* oder *croatica*, in dem nach FRIEDL (1931, S. 21) an beiden Enden des Wiener Beckens bei Zillingdorf-Neufeld einerseits und bei Dubnian-Luschitz andererseits grosse Braunkohlenlager auftreten.

Daher dürfte von allgemein stratigraphischem Gesichtspunkt aus der Vorschlag JANOSCHEKS (1942), diese Lignitzone von der oberen blauen Serie abzutrennen und in die graue Zone mit *Congeria subglobosa* zu stellen, nicht zu rechtfertigen sein. Die Unterkante der Oberen Congerienschichten oder des Rhomboidea-Horizontes fällt im Wiener Becken mit der Unterkante der lignitischen Serie mit *Congeria* aff. *balatonica* oder *Congeria croatica* zusammen. Diese stratigraphische Grenze, die nunmehr von Wien bis Kamyschburun in den Pliozänprofilen überall fixiert werden kann, ist für die Pliozänstratigraphie von so fundamentaler Bedeutung, dass sie respektiert werden muss. Sie sollte auch im Wiener Becken, nachdem sie auch dort endlich gefunden wurde, selbst einer Vereinfachung der bohrtechnischen Farbenskala zu Liebe nicht geopfert werden dürfen.

B) UNGARN

HISTORISCHE ÜBERSICHT

In dem Abschnitt über die Rhomboidea-Schichten hatte ich dargelegt, dass BOECKH schon 1881 nachwies, dass die Schichten mit *Congeria rhomboidea* und die Schichten mit *Congeria triangularis* dem gleichen Horizont angehören. Auch HALAVÁTS gab 1884 und 1892 *Congeria rhomboidea* zusammen mit *Congeria triangularis* aus dem oberen Pont von Tirol (Königsgnad) an.

1894 unterscheidet LÖRENTHEY (Szegzárd, Nagy-Mányok und Árpád) dagegen wieder eine obere Tonbildung mit *Congeria rhomboidea* und eine untere Sandbildung mit *Congeria triangularis*, obwohl er sowohl bei Hidasd (1894) als auch bei Kurd (1894) *Congeria rhomboidea* zusammen mit typischen *Congeria triangularis* ausgewiesen hatte. 1902 (Palaeontographica, S. 288)

Institutul Geologic al României

gliederte er sein oberes Pannon in ein oberes Niveau mit *Congeria rhomboidea*, ein mittleres Niveau mit *Congeria balatonica* und *Congeria triangularis* und ein unteres Niveau mit *Congeria ungulacaprae* und *Congeria partschi*. Im gleichen Jahre gliederte auch HALAVÁTS (1902, S. 77) sein mittleres Pont in ein oberes Niveau mit *Congeria balatonica* und ein unteres Niveau mit *Congeria ungulacaprae*.

1906 aber unterscheidet LÖRENTHEY (Balaton. ungar. Text; 1911 deutscher Text S. 188/89 und 202) innerhalb seines oberen Pannon vier Horizonte:

1. Horizont mit *Unio wetzleri*.
2. Horizont mit *Congeria rhomboidea*.
3. Horizont mit *Congeria triangularis* und *Cong. balatonica*.
4. Horizont mit *Congeria ungulacaprae*.

In seiner Arbeit über die Schichten des Pannon und Levantin von Budapest (1906) erwähnt LÖRENTHEY *Congeria partschi* immer wieder zusammen mit *Congeria ungulacaprae* aus Faunen der Oberen Congerienschichten. Von Rákos erwähnt er mit einer oberpontischen Fauna *(Limnocardium penslii, Limnocardium steindachneri)* auch *Congeria partschi* und *Congeria subglobosa*. 1912 aber meinte LÖRENTHEY (ungar. Text, S. 305), dass *Congeria partschi* und *Congeria ungulacaprae* sich gegenseitig vertreten. *Congeria partschi* komme hauptsächlich in Sand- und Schotterschichten vor, während *Congeria ungulacaprae* hauptsächlich in Tonschichten vorkomme.

HALAVÁTS (1911) fasste dagegen in seiner Arbeit über Budapest (S. 380) die Faunen mit *Congeria ungulacaprae* (= *C. hoernesi* nach HALAVÁTS, S. 310, 312) und *Congeria partschi* als gleichalt mit den Faunen mit *Melanopsis maritiniana, vindobonensis, impressa* usw. (Lycraea Horizont) auf und stellte sie zu einem Horizont vereinigt in sein unteres Pont. In den Faunen, die er aber nach LÖRENTHEY veröffentlichte (S. 310—314), kommt *Congeria ungulacaprae* und *Cong. partschi* ausschliesslich nur mit Formen des oberen Pont vor, dagegen *Melanopsis martiniana, Mel. vindobonensis* usw. in ganz entschieden unterpontischen Faunen mit *Orygoceras* usw.

Bei Tihany hatte HALAVÁTS (1902) und LÖRENTHEY (1906) in der 20—24 m mächtigen Schichtserie den unteren Teil des Profiles als Balatonica-Horizont angegeben, den oberen Teil aber als Rhomboidea Horizont.

VITÁLIS wies nachher in seinen verschiedenen Arbeiten über das Gebiet des Plattensees sowie in der Polemik, die er mit LÖRENTHEY über dies Thema führte, nach, dass der höhere Rhomboidea-Horizont im Gebiet des Plattensees nicht vorkomme, dass vielmehr die Schichten, die bei Tihany von HALAVÁTS und LÖRENTHEY in den Rhomboidea-Horizont gestellt wurden, teils einer stärker ausgesüssten Fazies des Balatonica-Horizontes entsprechen, teils aber in die levantinische Stufe gestellt werden müssen (Földt. Közl. 1908, S. 716), dass somit weder bei Tihany noch bei Peremárton (Földt. Közl. 1912, S. 151—157) der Rhomboidea-Horizont nachgewiesen werden könne. Den

Institutul Geologic al României

Rhomboidea-Horizont betreffend aber meinte VITÁLIS, dass weder dessen Lage, noch dessen Fauna hinreichend geklärt seien (Földt. Közl. 1909, S. 465; 1912, S. 151).

LÖRENTHEY beharrte dagegen in seinen Antworten ganz entschieden auf dem Standpunkt, dass es sich um verschiedene Horizonte handele, ausser an vielen anderen Stellen z. B. auch im Földt. Közl., 1908, S. 723, wo er ausdrücklich betont, dass sowohl NEUMAYR, als auch HALAVÁTS und er selber die Rhomboidea-Schichten als besonderen Horizont betrachten, der über dem Horizont mit *Congeria triangularis* und *C. balatonica* liegt, und lehnt es ganz entschieden ab, dass diese bloss als verschiedene Fazies des Horizontes mit *Congeria triangularis* aufgefasst werden sollen. Er ist der Meinung, dass diese Frage auf Grund der Verhältnisse am Plattensee allein überhaupt nicht geklärt werden können (Földt. Közl., 1909, S. 473). VITÁLIS hatte aber nur von den oberen Schichten des Tihanyer Aufschlusses am Plattensee gesprochen.

1924 parallelisierte LASKAREV dann die Schichten mit *Congeria rhomboidea* mit dem Pont, die Schichten mit *Congeria triangularis* und *Congeria balatonica*, sowie die Schichten mit *Congeria ungulacaprae* und *Congeria partschi* mit dem Mäot, die Unteren Congerienschichten aber mit dem oberen und mittleren Sarmat.

FERENCZI (1925) gliederte das obere Pont der Umgebung von Budapest und des Bakony wieder in die drei Horizonte:

1. Horizont mit *Congeria rhomboidea.*
2. Horizont mit *Congeria triangularis* und *Cong. balatonica.*
3. Horizont mit *Congeria ungulacaprae.*

SÜMEGHY (1927) wies dann aus den in der ungarischen Tiefebene durchgeführten Tiefbohrungen aus einem Schichtkomplex von ca 850 m Mächtigkeit hauptsächlich Formen nach, die aus den Balatonica- und den Rhomboidea-Schichten bekannt sind, ohne dass in den Bohrprofilen eine Unterscheidung verschiedener Horizonte durchgeführt werden konnte. Bezüglich der stratigraphischen Unterteilung der Oberen Congerienschichten aber wollte er die dreifache, respektive zweifache Einteilung nach HALAVÁTS und LÖRENTHEY im Prinzip aufrechterhalten, betont zwar, dass die Gesamtfauna sowohl mit der Fauna der Schichten mit *Congeria triangularis* als auch mit der der Schichten mit *Congeria rhomboidea* in enger Beziehung stehe, meint aber: «Solange wir die Schichten, die unsere Fauna einschliessen, nach ihrer petrographischen Ausbildung und Verteilung nicht klassifiziert haben und solange wir aus den vielen gemeinsamen Formen der beiden — im Sinne LÖRENTHEYS — verschiedenen Faziesausbildungen die Formen nicht ausscheiden können, die für den einen oder den anderen Horizont charakteristisch sind, können wir im Beckeninneren an eine Gliederung, wie sie für die Beckenränder gültig gemacht wurde, nicht denken» (Übersetzung des ungar. Textes, S. 51, da der deutsche Text weniger klar ist, S. 127).

Institutul Geologic al României

LÖRENTHEY hatte in seiner Arbeit über Szegzárd, Nagy-Mányok und Árpád im Jahre 1894 den Begriff von Fazies und Horizont nicht klar auseinandergehalten, in seinen späteren Arbeiten aber, wie wir oben sahen, ganz eindeutig von verschiedenen übereinandergelagerten Niveaus oder Horizonten gesprochen. Es kann daher in diesem Zusammenhang nicht von zwei verschiedenen Faziesausbildungen «im Sinne LÖRENTHEYS» gesprochen werden.

1933 stellte GILLET die Schichten mit *Congeria rhomboidea* von Nagy-Mányok und Árpád, ferner die Schichten mit *Unio wetzleri* von Budapest und die Schichten mit *Prosodacna vutskitsi* vom Plattensee ins Pont, die Schichten mit *Congeria ungulacaprae* und *Congeria triangularis*, sowie die Schichten mit *Congeria balatonica* vom Plattensee und die Schichten mit *Congeria balatonica* und *triangularis* von Budapest ins Mäot und schliesslich die Schichten mit *Congeria ungulacaprae* und *Congeria partschi* von Budapest ins obere Sarmat.

Die Auffassung, dass der Rhomboidea-Horizont und der Balatonica-Horizont zwei Horizonte verschiedenen Alters sind, von denen der Rhomboidea-Horizont der jüngere ist, wurde somit hauptsächlich von LÖRENTHEY vertreten und auf breiter Basis verfochten. LÖRENTHEYS Auffassung fand Eingang in die geologische Literatur, seine stratigraphische Gliederung finden wir in allen vergleichenden stratigraphischen Untersuchungen über das Pliozän des Mittleren Donaubeckens (ANDRUSOV, FRIEDL, KREJCI, GILLET usw.). Ich musste daher in meiner Arbeit (1935) zur Klärung dieser Frage in erster Linie LÖRENTHEYS Arbeiten kritisch untersuchen, wobei LÖRENTHEYS Argumente sich als hinfällig erwiesen. Auf Grund dieser Untersuchungen konnte ich daher die Folgerung ziehen, dass wir die Schichten mit *Congeria triangularis* und *balatonica* im Alter denen mit *Congeria rhomboidea* gleichsetzen müssen. Ein Ergebnis zu dem BOECKH, bevor die Fragen durch LÖRENTHEY verkompliziert wurden, schon 1881 gelangt war. Gleichzeitig konnte ich darauf hinweisen, dass ein selbständiger *Congeria ungulacaprae* Horizont nicht existiert, dass es sich vielmehr nur um *Congeria ungulacaprae* Bänke handele, die dem Komplex der Schichten mit *Congeria balatonica* zwischengelagert sind.

Auf Grund dieser Feststellungen konnte ich aber die Folgerung ziehen, dass wir somit das Liegende der Balatonica-Schichten oder des Rhomboidea-Horizontes, d. h. die Unteren Congerienschichten des Mittleren Donaubeckens, den in Rumänien im Liegenden des Rhomboidea-Horizontes in grosser Mächtigkeit auftretenden Abichi-Schichten gleichsetzen müssen, keineswegs aber dem Mäot oder gar dem oberen und mittleren Sarmat. Damit aber war die Parallelisierung der pliozänen Bildungen des Mittleren Donaubeckens mit denen des Euxinischen Beckens auf eine neue und, wie ich glaube, bessere Grundlage gestellt.

Institutul Geologic al României

In seiner zusammenfassenden Arbeit über die pannonischen Ablagerungen des ungarischen Beckens (1939) gibt SÜMEGHY folgende stratigraphische Gliederung, in der SÜMEGHY für das Oberpannon auch in den Fehler verfällt, den er nur zum Teil begründet LÖRENTHEY vorwirft, nämlich eine Verwechselung der Begriffe von Horizont und Fazies. Er unterscheidet nämlich hier einen nur lokal ausgebildeten, nur auf die Randgebiete des Beckens beschränkten unteren Horizont, der durch die Schichten von Rădmănești und Kup vertreten sein soll und einen oberen Horizont, in den er die Schichten mit *Congeria ungulacaprae* und *Congeria balatonica*, sowie die Schichten mit *Congeria rhomboidea* stellt. Nun sind aber die Schichten von Rădmănești zweifellos ein sicheres Äquivalent des Rhomboidea-Horizontes sowie der Schichten mit *Congeria triangularis* und *balatonica* des Plattenseegebietes. Kup? Scheint ein Einzelfall zu sein, dessen Deutung wohl nur lokal möglich ist. Keineswegs wird auf Grund dieses isolierten eigentümlichen Vorkommens die Aufstellung eines eigenen unteren Horizontes möglich sein.

SÜMEGHY gliedert folgendermassen:

Oberpannon:

1. Oberer Horizont: Schichten mit *Congeria ungulacaprae* und *Congeria balatonica*, sowie die Schichten mit *Congeria rhomboidea* als verschiedene Faziesausbildungen.

2. Unterer Horizont (nur lokal ausgebildet): Schichten mit den Faunen von Rădmănești und Kup. Wo dieser Horizont fehlt, liegt der obere Horizont unmittelbar über den Unteren Congerienschichten.

Diese Gliederung gilt nur für die Randgebiete. Im Beckeninneren werden die Oberen Congerienschichten durch einen einheitlichen Schichtkomplex gebildet, den SÜMEGHY « Limnocardium-Horizont » nennt.

Unterpannon:

1. Lyrcaea-Horizont: Tone, Sande, schotterige Sande mit einer Fauna, die vor allem aus Melanopsiden, ferner Congerien, Prososthenien, Gyraulus, Theodoxus u. a. besteht.

2. Weisse, graue Mergel, Tone, Sandsteine mit *Limnocardium lenzi*, *L. syrmiense*, *Congeria banatica*, *Cong. czjzeki*, *Limnaea*, *Orygoceras*. In sandigen Lagen die grossen Melanopsisformen und *Congeria ornithopsis*.

3. Konglomerate, Schotter, grobe Sande, stellenweise mehrere hundert Meter mächtig. Ihre Fauna besteht aus untersarmatischen Arten gemischt mit Melanopsiden, Congerien und Limnocardien der Unteren Congerienschichten. In den tieferen Randbuchten Mergel, Tone, Sandstein mit verkümmerten kleinen Limnocardien, Planorben, Hydrobien.

Diese Gliederung gilt für die Randgebiete. Im Beckeninneren können nur zwei Horizonte unterschieden werden. Der obere Horizont erreicht eine Mächtigkeit von 800—900 m und besteht aus Tonen, Sanden und

Institutul Geologic al României

Mergeln mit *Congeria banatica, ornithopsis, czjzeki, zagrabiensis, Monodacna simplex, Limnocardium lenzi, L. syrmiense* usw. Der untere Horizont besteht aus Konglomeraten in grosser Mächtigkeit, ferner aus Sandsteinen und Mergeln mit kleinen, verkümmerten Limnocardien aus dem Formenkreis der *Monodacna simplex, Congeria czjzeki* usw.

Erst nachdem vorliegende Arbeit schon zum Druck eingereicht war, erhielt ich Kenntnis von der Arbeit von STRAUSZ über « Das Pannon des mittleren Westungarns » (1942). Da diese Arbeit aber für die hier zur Diskussion stehenden Fragen von grosser Aktualität ist, kann ich es nicht unterlassen, schon hier meine Stellungnahme zu ihr einzuschieben.

RHOMBOIDEA-HORIZONT—BALATONICA-SCHICHTEN—VUTSKITSI-SCHICHTEN

1935 (nicht 1936, wie STRAUSZ, S. 46 irrtümlich meint) hatte ich den Nachweis erbracht, dass die Balatonica-Schichten nichts anderes sind als eine abweichende fazielle Ausbildung des Rhomboidea-Horizontes und dass dementsprechend auch die Vutskitsi-Schichten, die grössere Verwandtschaft mit der Balatonica-Fazies als mit der Rhomboidea-Fazies zeigen, stratigraphisch ein Äquivalent des Rhomboidea-Horizontes darstellen. Die stratigraphische Gleichstellung Vutskitsi-Schichten = Rhomboidea-Schichten vertrat auch schon LÖRENTHEY, obwohl er der Ansicht war, dass die Balatonica-Schichten einen selbständigen, älteren Horizont darstellen.

STRAUSZ meint nun (1942, S. 45—46), dass zu den wichtigsten Ergebnissen seiner Studien aus den Jahren 1933 und 1934 der Nachweis der « Gleichalterigkeit der Balatonica-, Vutskitsi- und Rhomboidea-Schichten » gehöre. Eine kurze Zusammenfassung dieser Ergebnisse wurde aber erst 1935 und zwar durch PAPP veröffentlicht. Da meine Arbeit auch 1935 erschienen ist, kannte ich die auch erst 1935 erschienene Arbeit PAPPS nicht und kenne sie leider auch heute nicht. Dass diese Ergebnisse der Arbeiten von STRAUSZ aus den Jahren 1933 und 1934 im Manuskript in Berichten schon vorlagen und in den ungarischen Fachkreisen bekannt waren, hat vor der Arbeit PAPPS in der Literatur keinen Niederschlag gefunden. Übrigens war das Manuskript meiner Arbeit im allgemeinen auch schon lange vorher fertig und gerade diese Teile betreffend reicht es auf Jahre zurück. Ein Prioritätsstreit diesbezüglich liegt mir aber ferne, zumal da die Priorität in dieser Frage Boeckh zukommt (1881). Vielmehr freut es mich, dass wir mit STRAUSZ und SÜMEGHY zu denselben Ergebnissen kamen, wenigstens in dieser Beziehung. Wenn STRAUSZ aber den Wert meiner Feststellungen herabmindern will, indem er meint, dass ich v e r s u c h t hätte, die Gleichalterigkeit der Rhomboidea- und Balatonica-Horizonte zu beweisen, ohne eigene Funde, nur auf Literaturangaben gestützt, muss ich demgegenüber doch bemerken, dass es

Institutul Geologic al României

hier auf das Resultat und nicht auf den eingeschlagenen Weg ankommt. Wenn jeder sich nur auf die Diskussion seiner eigenen Terrainbeobachtungen und Aufsammlungen beschränken soll, wie das STRAUSZ scheinbar wünscht und in seiner Arbeit auch im grossen und ganzen durchführt, gelangen wir zu der unmöglichen Situation, dass jeder seine Lokalstratigraphie sich entwickelt ohne Rücksicht auf die regionale Entwicklung innerhalb des ganzen Beckensystems. Dies mag vorübergehend in gewisser Beziehung von rein praktischem Gesichtspunkt für die Prospektion einer Gegend genügen, kann aber in wissenschaftlicher Beziehung keineswegs befriedigen.

Ferner muss ich bemerken, dass, wenn mir auch keine eigenen Funde aus Westungarn zur Verfügung standen, ich auf Grund genauer Kenntnis der Verhältnisse im Banat doch auch in dieser Beziehung wohl zu Analogieschlüssen berechtigt war auch Gebiete betreffend, die ich nur auf Grund eines genauen Studiums der reichen Literatur kannte. Dass ich dabei zu den gleichen Ergebnissen kam wie STRAUSZ und SÜMEGHY ist nur ein Beweis dafür, dass diese Frage für Westungarn auch ohne neue Terrainuntersuchungen schon spruchreif war.

UNGULACAPRAE SCHICHTEN

Da einerseits die *Congeria ungulacaprae* in den Schichten, die STRAUSZ in seinen Ungulacaprae-Horizont stellt, keineswegs allgemein verbreitet ist (nur bei 32 von den 71 Vorkommen), da andererseits *Congeria ungulacaprae* nicht auf den « Ungulacaprae-Horizont » beschränkt ist, sondern auch in den Balatonica-Schichten häufig vorkommt, eignet sich diese Form wohl kaum zur Bezeichnung eines Horizontes. Ebensowenig eignet sich hiefür die zweite von STRAUSZ für diese Schichten namhaft gemachte Leitform, nämlich *Melanopsis impressa*. STRAUSZ verwendet zur Bezeichnung dieser Ablagerungen auch die Bezeichnung Impressa-Schichten oder Melanopsis impressa Schichten. Da hat FRIEDL schon vorher seinen Melanopsis impressa Horizont an der Basis der Unteren Congerienschichten, also wesentlich tiefer liegend, aufgestellt. *Melanopsis impressa* ist aber nach den Angaben von STRAUSZ und nach älteren Angaben auch in den Schichten, die STRAUSZ Congeria ungulacaprae Schichten oder Impressa-Schichten nennt, fast allgemeiner verbreitet als *Cong. ungulacaprae*, nämlich an 36 Vorkommen. An 14 Vorkommen mit *Mel. impressa* fehlt *Cong. ungulacaprae* und an 25 Vorkommen der 71, die STRAUSZ für die Cong. ungulacaprae Schichten angibt, fehlen beide Formen.

Ausserdem müssen wir feststellen, dass die Congeria ungulacaprae Schichten sich auf ganz engbegrenzte Gebiete im westlichen Ungarn und vielleicht noch in der Gegend um Belgrad beschränken, wo sie in verhältnismässig geringer Ausdehnung an der Basis der Balatonica-Schichten auftreten.

Institutul Geologic al României

Was die faunistische Selbständigkeit der Ablagerungen, die STRAUSZ als selbständigen Ungulacaprae-Horizont ausscheiden will, anbelangt, erweckt seine für Vergleichszwecke zu stark zergliederte Faunenliste (S. 48—51) den Anschein, als ob wir es bei den Ungulacaprae-Schichten tatsächlich mit einem selbständigen stratigraphischen Horizont zu tun hätten, der noch verhältnismässig nahe Beziehungen zu den Unteren Congerienschichten erkennen lässt und trotz einiger Beziehungen zu den Balatonica-Schichten sich von diesen doch scharf trennt.

Wenn wir aber nach seinen eigenen Angaben zusammenstellen, welche Formen den Congeria ungulacaprae-Schichten einerseits, den Ba'atonica- und den Vutskitsi-Schichten andererseits gemeinsam sind, oder wenn wir gar auch noch die Faunen berücksichtigen, die andernorts von sicheren Vorkommen der Rhomboidea-, Balatonica- und Vutskitsi-Schichten bekannt geworden sind, ergibt sich ein ganz anderes Bild.

Abgesehen von den Formen, deren Bestimmung ganz ungenau ist (ex aff. etc.), sowie von den Formen, die nur von Kup bekannt sind oder von STRAUSZ jetzt neu beschrieben wurden, gibt STRAUSZ (S. 7—22) aus den Ungulacaprae-Schichten 41 Formen an, von denen er selber 26 auch aus den Balatonica- und Vutskitsi-Schichten feststellt (S. 25—45), 7 weitere Formen sind aus den Balatonica-Schichten andernorts sicher nachgewiesen. Es bleiben somit von den 41 Formen nur 8 Formen übrig, die in den Äquivalenten des Rhomboidea-Horizontes bisher nicht erwähnt wurden und zwar:

Limnocardium penslii variocostatum VITÁLIS
Congeria czjzeki HOERN. (?)
Melanopsis impressa KRAUSS
« *scripta* FUCHS var.
» *bouei affinis* HANDM.
« *haueri* HANDM.
« « *markusevecensis* WENZ
« *kupensis* FUCHS

Limnocardium penslii variocostatum unterscheidet sich vom Typus nur dadurch, dass diese Varietät grösser wird und weniger Rippen hat. Doch gibt STRAUSZ selber an, dass *L. penslii* sowohl in der Grösse als auch im Umriss und Berippung sehr variabel sei, trennt aber die extremen Formen als Varietät ab. *Congeria czjzeki* gibt STRAUSZ nur von einer Lokalität an und auch da nur mit Fragezeichen. *Melanopsis scripta* erwähnt er bloss von zwei Vorkommen und auch nur als neue Varietät, die der *Mel. inermis* näher stehen soll als der *Mel. scripta*. *Mel. bouei affinis* wird nur von einem Vorkommen erwähnt, *Mel. haueri* von zwei, ebenso *Mel. kupensis*, *Mel. haueri markusevecensis* von drei Vorkommen. Abgesehen von *Melanopsis impressa* handelt es sich also bei allen anderen Formen, die aus den Ungulacaprae-Schichten erwähnt wurden, aus dem Rhomboidea-Horizont aber noch nicht bekannt

Institutul Geologic al României

sind, um auch in den Ungulacaprae-Schichten sehr seltene Formen, die somit keineswegs für diese Ablagerungen als charakteristisch angesehen werden können. Ausserdem handelt es sich in verschiedenen Fällen so wie auch bei *Mel. impressa* nicht um typische Formen. Bezüglich der *Mel. impressa* verweise ich auf die Darlegungen bei STRAUSZ, wo er meint (S. 84): « Solange die genaue Bearbeitung dieser Formenkreise aussteht, ist es vollkommen gleichgiltig, wie man diese Art benennt ». Ausserdem betont er, dass das massenhafte Vorkommen dieser Form in den Ungulacaprae-Schichten « ihre auch bisher kleine stratigraphische Bedeutung » noch vermindert.

Immerhin bleiben für die Ablagerungen, die STRAUSZ als Ungulacaprae Horizont oder Melanopsis impressa Schichten bezeichnet, auffallend starke Reminiszenzen an die Unteren Congerienschichten übrig. Über die Fauna von Kup, die auch STRAUSZ (S. 7) für gleich alt mit jener seines Ungulacaprae-Horizontes hält, sagte ich (1935, S. 295): « Wir hätten somit eine Fauna vom Typ der Fauna mit *Congeria balatonica*, in der aber *Melanopsis fossilis* (= *martiniana*), *Mel. impressa* und *Mel. bouei* sehr häufig sind. Dies spricht entschieden für einen sehr engen Zusammenhang der Unteren und der Oberen Congerienschichten und eine direkte Fortsetzung der Fauna der Unteren Congerienschichten in die Fauna der Oberen Congerienschichten ».

Diese Charakterisierung des Vorkommens von Kup kann nach all dem wohl auch auf die übrigen Vorkommen, die STRAUSZ für diese basale Randfazies des Rhomboideahorizontes Westungarns namhaft macht, ausgedehnt werden.

Über den « Congeria ungulacaprae-Horizont » selber äusserte ich mich (1935, S. 288) folgendermassen: « Von einem im Pannonischen Becken durchgehend feststellbaren Congeria ungulacaprae-Horizont kann daher keine Rede sein. Es sind lokal eng begrenzte Fossilbänke, in denen Schalen der *Congeria ungulacaprae* in grossen Mengen angehäuft sind. Beim Plattensee liegt, wie wir sahen, die Congeria ungulacaprae Bank dem Schichtkomplex mit *Congeria balatonica* zwischengelagert. Bei Budapest liegt der Ton mit den *Congeria ungulacaprae* führenden Sandzwischenlagen auf Sarmat. Hier scheinen die Lagen mit *Congeria ungulacaprae* stärker entwickelt zu sein als am Plattensee ».

« Wir können daher nur von Congeria ungulacaprae Bänken sprechen, die lokal dem Komplex der Schichten mit *Congeria balatonica* zwischengelagert sind (eventuell sind diese Zwischenlagen auf den basalen Teil dieses Schichtkomplexes beschränkt) ».

Über *Congeria ungulacaprae* selber sagte ich (1935, S. 288): LÓCZY (1916, S. 439) « beobachtete bei Vörösberény-Tüzfö, dass die *Congeria ungulacaprae* und *Melanopsis martiniana* führende Schichte schon auf geringe Entfernung vom pontischen Ufer die durch *Congeria balatonica* charakterisierte Fauna enthält. Nach LÓCZY (1916, S. 442) wurde *Congeria ungulacaprae* in grös-

Institutul Geologic al României

serer Entfernung vom pannonisch-pontischen Ufer des Balatongebietes noch nicht gefunden. Sie ist eine Faziesform der littoralen Zone, der kaum ein hoher stratigraphischer Wert beigemessen werden kann ».

Wenn wir die Verbreitungsgebiete der *Congeria ungulacaprae* (nicht des « Congeria ungulacaprae-Horizontes ») auf den Skizzen von STRAUSZ näher umgrenzen, sehen wir, dass es sich auch hier um engbegrenzte Gebiete handelt: nordöstl. von Pápa an den Kern der Unteren Congerienschichten anschliessend, südlich von Öcs und südwestlich von Tapolca. Und zwar schliessen sich diese Vorkommen scheinbar stets zu einem gewissen Kern zusammen, der von den anderen von STRAUSZ zu den Ungulacaprae-Schichten gestellten Vorkommen (denen aber *Cong. ungulacaprae* selber fehlt) umgeben wird. *Congeria ungulacaprae* erweckt somit auch hier den Eindruck eines Faziesfossils.

Wenn wir die Arbeit von STRAUSZ nach genauen Angaben über die Schichtfolge, die eine tatsächliche Überlagerung seines Ungulacaprae-Horizontes durch den Rhomboidea-Horizont (Balatonicaschichten, Vutskitsischichten) beweisen können, durchsehen, suchen wir vergebens, obwohl er Seite 30 schreibt: « meine zahlreichen Funde aus der Umgebung von Pápa und Tapolca beweisen dagegen die vollkommene faunistische und stratigraphische Selbständigkeit des C. ungulacaprae-Horizontes einerseits und die des Balatonica-Horizontes andererseits ».

Um Pápa herum gehört nach der von STRAUSZ gegebenen Skizze I nur das Vorkommen 85 bei Nyárád zu den Balatonica-Schichten, in der weiten Umgebung von Tapolca (Skizze III) gehören die Vorkommen 86—99 hieher. Dies sind somit nach STRAUSZ selber die Hauptzeugen dafür, dass die Congeria ungulacaprae-Schichten als selbständiger Horizont im Liegenden der dem Rhomboidea-Horizont entsprechenden Balatonicaschichten auftreten sollen. Bezüglich Nyárád (STRAUSZ, S. 24—25) fehlen nähere Angaben über die stratigraphische Lage, über ein Profil, aus dem hervorginge, dass der Sand und der graue Tegel der Sandgrube bei Nyárád mit der Fauna der Balatonica-Schichten tatsächlich von Ungulacaprae-Schichten unterlagert werden. Die Vorkommen 11—13, die nach STRAUSZ hier dem Ungulacaprae-Horizont angehören, *Cong. ungulacaprae* selber aber nicht enthalten, liegen 5 km weiter östlich, können über ihr stratigraphisches Verhältnis zu den Balatonica-Schichten bei Nyárád somit keine direkten Anhaltspunkte liefern, sonst hätte STRAUSZ darüber wohl etwas mitgeteilt oder wenigstens auf seiner Karte (S. 52) die Vorkommen in Kontakt begracht. Was aber nicht der Fall ist.

Das zweite Gebiete liegt um Öcs herum, wo die Süsswasserkalke und Mergel nach Soós zu den Balatonicaschichten gehören. Diese Süsswasserschichten liegen nach STRAUSZ über den Ungulacaprae-Schichten. Wenn wir nun die Angaben durchsehen, die STRAUSZ bezüglich des stratigraphischen Verhältnisses dieser Schichtkomplexe macht (S. 17—19), finden wir leider

Institutul Geologic al României

auch nicht viele sichere Anhaltspunkte. Wohl finden sich einzelne Angaben, dass eine Sandschichte mit *Congeria ungulacaprae* tiefer liege als die Süsswasserablagerungen von Öcs. Die unmittelbare Überlagerung sei aber weder hier (Nr. 62) noch an der folgenden Stelle zu beobachten. Bei der folgenden Stelle (Nr. 63) handelt es sich allerdings nur um Lesestücke aus den Äckern vom Abhange eines Hügels, «die wahrscheinlich aus zwei verschiedenen Horizonten stammen».

Bei Szentmártonpuszta (Nr. 64) liegt über Mergeln mit *Mel. bouei* eine dünne Tonschichte mit massenhaften Schalen der *Cong. ungulacaprae* und darüber Süsswasserkalkbänke. Bei Nr. 66. südwestlich von Kapolcs liegt der Süsswasserkalk tiefer als die tonige Schichte mit *Cong. ungulacaprae*, wesshalb auch STRAUSZ sowie VITÁLIS annimmt, dass der Süsswasserkalk abgerutscht sei.

Dies ist alles. Daraus geht aber doch bloss hervor, dass an verschiedenen Stellen die Süsswasserkalke hier über einer Schichte mit *Cong. ungulacaprae* liegen. Woher STRAUSZ die Sicherheit nimmt, dass diese Süsswasserkalke dem ganzen Rhomboidea-Horizont oder den ganzen Balatonica-Schichten entsprechen, nämlich an stratigraphischem Umfang, ist mir nicht ganz klar. SOÓS selber (1934, S. 185) stellt die Süsswasserkalke von Öcs ins alleroberste Pont, ins unmittelbare Liegende der als Levantin (bezw. Daz) aufgefassten Unio wetzleri Schichten, also in den obersten Abschnitt der Balatonica-Schichten. Wenn daher diese Süsswasserschichten wahrscheinlich in den oberen Teil des Rhomboidea-Horizontes zu stellen sind, kann ihr Liegendes wohl noch dem unteren Teil des Rhomboidea-Horizontes entsprechen und muss keineswegs älter als der Rhomboidea-Horizont sein.

Wenn aber tatsächlich ein selbständiger Ungulacaprae-Horizont existieren würde, hätte der in den zahlreichen Bohrungen, die in Westungarn abgeteuft wurden, nachgewiesen werden müssen. Dies ist aber keineswegs der Fall.

So beschreibt SÜMEGHY (1939, S. 73, deutsch S. 165—166) aus dem südöstlichen Teil der Bucht von Tata-Komoren aus dem Hangenden der Unteren Congerienschichten die durch das massenhafte Auftreten der *Cong. ungulacaprae* gekenzeichnete Uferfazies mit schotterigen Tonen und schotterigen Sanden. «Sie hebt sich eine Stufe höher heraus aus der tiefer sich ausbreitenden andersfaziellen oberpannonnen Schichtenserie und verschwindet auskeilend gegen das Beckeninnere unter den Bildungen der Congeria balatonica Fazies». Die reiche Fauna, die SÜMEGHY von hier zitiert, ist eine typische Fauna der Balatonica-Fazies, in der noch massenhaft *Congeria ungulacaprae* vorkommt, ferner *Melanopsis bonelli bonelli* MANZ. Die Bohrung bei Ukk hat hier unter den Mergeln und Sanden mit einer Fauna der Balatonica-Fazies mediterranen Riesenschotter und Konglomerat angetroffen (SÜMEGHY, S. 77, deutsch S. 169). Aus zahlreichen Oberflächenaufschlüssen zitiert SÜMEGHY eine Fauna mit: *Dreissenomya schröckingeri*, *Dr. arcuata* FUCHS, *Congeria balatonica*, *Limnocardium penslii*, *L. schmidti*

Institutul Geologic al României

HOERN., *Plagiodacna auingeri* FUCHS, *Phyllicardium complanatum* und daneben: *Congeria ungulacaprae*, *Cong. partschi*, *Cong. czjzeki*, *Melanopsis impressa*.

Bei der Bohrung von Budafapuszta in der Depression von Göcsej folgen direkt unter der Vutskitsi-Fazies Untere Congerienschichten (SÜMEGHY, S. 89).

Die Bohrung von Kurd hat im Liegenden der hier 290 m mächtigen Vutskitsi-Fazies Sarmat angebohrt (SÜMEGHY, S. 98—99).

Am SO-Rand des Bakony- und Vértesgebirges ist die sandig-tonige gemischte Balatonica- und Ungulacaprae-Fazies ausgebildet. Ebenso am Rand der Cserhát-Mátra-Bükk-Gebirge.

In den übrigen Beckenteilen finden wir nirgends auch nur Andeutungen eines Komplexes, der als Ungulacaprae-Horizont ausgeschieden werden könnte. Hie und da wird noch *Cong. ungulacaprae* zitiert aber aus typischen Faunen der Rhomboidea- oder Balatonica-Fazies.

Das gleiche Bild bieten die Profile aus der Arbeit von R. SCHMIDT (1939) über die Tiefbohrungen in Ungarn. So die Bohrung I von Nagyhortobágy (S. 6 ff.), die Bohrung II von Hajduszoboszló (S. 51 ff.). Wir finden auch hier keine Andeutung eines Ungulacaprae-Horizontes. Das gleiche Bild bietet auch die Arbeit von SÜMEGHY aus dem Jahr 1927 über die aus den Tiefbohrungen in Ungarn stammenden Faunen.

Ganz so einfach liegen somit die Verhältnisse denn doch nicht. Bei STRAUSZ sitzt die Auffassung LÖRENTHEYS, dass die Fauna der Ungulacaprae-Fazies einem selbständigen H o r i z o n t aus dem Liegenden des Rhomboidea-Horizontes (Balatonica-Fazies) entspricht, noch zu fest (siehe Fall Nyárád, S. 24). Wo er eine Fauna der Ungulacaprae-Fazies findet, sieht er einen tieferen Horizont vor sich, schon gar wenn darüber Anzeichen der Fauna der Balatonica-Fazies festzustellen sind. Dass diese Verhältnisse aber auch eine andere Deutung zulassen, zeigen die von VITÁLIS beschriebenen Vorkommen von der Halbinsel Tihany am Plattensee, wo eine Congeria ungulacaprae Bank typischen Balatonicaschichten z w i s c h e n g e l a g e r t sind.

Nachdem STRAUSZ einerseits auch immer wieder entschieden für die Gleichalterigkeit der Rhomboidea-, Vutskitsi- und der Balatonica-Schichten eintritt, er andererseits aber einen selbständigen Ungulacaprae-Horizont im Liegenden der Balatonica-Schichten annimmt, ist man erstaunt plötzlich folgende Erkenntnis zu lesen (STRAUSZ, S. 47): «Ich muss aber feststellen, dass wir vom Liegenden der Rhomboidea- und der Vutskitsi-Schichten zu wenig wissen, um die Möglichkeit auszuschliessen, dass die unteren Teile der Rhomboidea- und Vutskitsi-Schichten ebenfalls dem Congeria ungulacaprae Horizont entsprechen». Und in seinem stratigraphischen Schema (S. 48) kann STRAUSZ einen Ungulacaprae-Horizont auch nur in der Randfazies ausscheiden und kennt innerhalb der Beckenfazies kein Äquivalent derselben.

Institutul Geologic al României

Wesshalb da die Aufregung darüber, dass ich die Ungulacaprae-Bänke als littorale Fazies auffasste, die den Balatonica-Schichten in deren basalen Teilen zwischengelagert sind. Nach allem, was über die Tiefbohrungen in Ungarn veröffentlicht wurde, und nach dem, was sonst über die Stratigraphie der Congerienschichten Ungarns und des rumänischen Banates bekannt wurde, wissen wir, dass die Vutskitsi-Schichten in Ungarn einerseits und die Rhomboidea-Schichten in Ungarn und im Banat andererseits teils über den Unteren Congerienschichten, teils über wesentlich älteren Schichten liegen. In keinem Fall ist in deren Liegendem ein Komplex mit der Fauna der Ungulacaprae-Fazies festgestellt worden.

Die in diesem Falle übertrieben bescheidene Meinung bei STRAUSZ, dass wir über das Liegende der Rhomboidea- und der Vutskitsi-Schichten zu wenig wüssten, ist daher wohl kaum am Platz, es sei denn aus taktischen Gründen, die von wissenschaftlichem Gesichtspunkt aus aber nicht interessieren.

DIE CONGERIENSCHICHTEN DES UNGARISCHEN BECKENS

Den zentralen Teil des Ungarischen Beckens betreffend haben in neuerer Zeit die in Ungarn durchgeführten Tiefbohrungen für die Beurteilung dieses Beckens während des Neogens ganz neue Grundlagen geschaffen.

LOCZY L. sen. hatte schon früher die Meinung geäussert, dass an Stelle des heutigen Ungarischen Beckens ein grosses Gebirgsmassiv sich erhoben hätte, das in der Zeit zwischen Mediterran-Pont versunken sei. Die Ergebnisse der Bohrungen haben diese Ansicht in grossen Zügen bestätigt.

SZADECZKY-KARDOSS E. stellte für die kleine Ungarische Tiefebene schon 1938 fest, dass die älteren, mittel- und obermiozänen Schichten hauptsächlich nur randlich verbreitet seien, in der Zeit der Ablagerung dieser Schichten die kleine Ungarische Ebene selber noch trocken lag.

Nach SÜMEGHY (1939) wurde das ungarische Becken zur Zeit des Mittelmiozäns (Grunder Schichten) allgemein überflutet, zu Beginn des Sarmat aber wurde das Beckeninnere infolge einer abermaligen Hebung grösstenteils wieder Festland. Dieser Zustand dauerte bis zur Ablagerung der Unteren Congerienschichten an.

Im Beckeninneren haben einzelne Bohrungen über sarmatischen terrestren Ablagerungen (Konglomerate oder Sandsteine mit Lignit) mehrere hundert Meter mächtige Konglomerate oder eine Serie von Mergeln und Sandsteinen mit Lignit als Basisschichten der Unteren Congerienschichten aufgeschlossen. Bei anderen Bohrungen im Beckeninneren fehlt aber im Liegenden der Congerienschichten das Sarmat vollkommen, so im Inneren des Raaber Beckens bei den Bohrungen Mihály 1. und 2., bei denen von Podersdorf und denen von Görgeteg und Baja. Wo aber brackische sarmatische Ablagerungen festgestellt werden konnten, wie bei Hajduszoboszló, Debreczin, Inke, da handelt

Institutul Geologic al României

es sich nur um ganz unbedeutende, dünne Schichtlagen von wenigen Metern. Bohrungen an den Rändern des Ungarischen Beckens bei Tisztaberek, Balatonboglár u. a. lieferten dagegen mächtigeres Brackwasser-Sarmat, in dem aber ausser gut entwickeltem Untersarmat nach SÜMEGHY nur Spuren von Mittelsarmat zu finden sind.

Entlang der NS-gerichteten Linie Rechnitz—Güssing—St. Gotthard—Olsnitz—Tschakathurn ragen stellenweise paläozoische Schollen eines versunkenen Gebirgszuges aus den jungtertiären Beckenablagerungen auf. Dieser versunkene Gebirgszug trennt die Grazer Bucht von der transdanubischen Hügellandschaft.

Östlich dieser Linie folgen die tiefen transdanubischen Becken mit ihren mehrere tausend Meter mächtigen Beckenauffüllungen, vor allem Congerienschichten, die teils auf unterem Sarmat, meistens aber auf älterem Grundgebirge liegen.

DAS BECKEN DES KLEINEN UNGARISCHEN TIEFLANDES ODER DAS RAABER BECKEN

Die Congerienschichten erreichen in diesem Becken eine durchschnittliche Mächtigkeit von ungefähr 1500 m. Im Inneren des Raaber Beckens bildet bei den Bohrungen von Mihály 1. und 2. und bei denen von Podersdorf Kristallin das direkte Liegende der Congerienschichten. Bei Mihály 2. endeten die Congerienschichten im unteren Teil mit einer mehrere hundert Meter mächtigen Konglomeratserie. Die Bohrung von Ukk stellte im Liegenden des groben Schotters und Konglomerates der Congerienschichten bei 246 m Tiefe mediterranen Riesenschotter und Konglomerat fest [1]).

In der Bucht von Komoren—Tata liegen die Congerienschichten bei Szomód und Baj über Hauptdolomit.

Die Bohrung von Becsepuszta, zwischen Noszlop und Palány, nahe am SW-Rand des Bakony, erreichte bei 19—20 m Tiefe im Liegenden der Congerienschichten Nummulitenkalk.

Die Congerienschichten der Bucht von Ober-Pullendorf zwischen den Bergen bei Güns und dem Rosalien-Gebirge liegen auf kristallinen Schiefern, Badener Tegel und auf Sarmat.

Im Transdanubischen Grazer Becken, zwischen dem Gebirge von Rechnitz und der Mur liegen die tiefsten Congerienschichten teils auf Sarmat, teils auf kristallinen Schiefern.

[1]) In der deutschen Übersetzung S. 169 steht hier nur von «kiesigen Konglomeratblöcken» ohne «mediterranen». Über die gleiche Ukker Bohrung lesen wir auf Seite 147, dass unter den Ton- und Sandschichten der Oberen Congerienschichten ein Konglomerat von unbekannter aber wenigstens mehrere hundert Meter betragender Mächtigkeit liege. Aus dem wird in der deutschen Übersetzung S. 241 «ein angenähert mehrere hundert Meter dicker Konglomeratkomplex fraglichen Alters».

Institutul Geologic al României

Im Gebiet der Murinsel, im Selnica-Gebiet, fehlt aber das Sarmat, das in der südlichen Steiermark noch gut entwickelt ist (BÖHM, 1940, S. 415; SOMMERMEIER, 1940, S. 406). Ohne Diskordanz folgen auf das Torton die mächtigen altpliozänen Ablagerungen der Valenciennesienfazies mit *Valenciennesien*, *Paradacna abichi*, *Limnocardium semicardium*, *Congeria croatica* und *Dreissensia auricularis simplex*. Nach den hier angegebenen Formen würde es sich um Ablagerungen des Rhomboidea-Horizontes handeln. Auch alle tiefern Bohrungen haben hier das vollständige Fehlen sarmatischer Ablagerungen zwischen den oberpontischen und den tortonen Schichten feststellen können.

DAS BECKEN TRANSDANUBIENS (PANNONIENS) UND DES DONAU-THEISS ZWISCHENGEBIETES

In diesem Becken ist das Liegende der Congerienschichten sehr verschiedenartig ausgebildet und liegt besonders im transdanubischen, also pannonischen, Teil viel höher als in dem übrigen ungarischen Donaubecken.

Im Gebiet zwischen Bakony und dem Fünfkirchner Gebirge fehlen die Unteren Congerienschichten vollkommen. Die Bohrungen von Kurd und Bonyhád-Strandbad haben unter der Prosodacna vutskitsi Fazies der Oberen Congerienschichten gleich terrestre Ablagerungen des Sarmat angetroffen.

Am SW- und SO-Rand des Bakony liegen die Unteren Congerienschichten über Perm, Trias und über Sarmat (bei Tapolca).

Bei der Bohrung von Inke beginnen die Unteren Congerienschichten mit einer terrestren Sedimentserie (dünne Sandsteine und lignitführende Mergel), die sich über faziell gleich ausgebildetes Untersarmat legt (SÜMEGHY S. 147, bezw. S. 242). Auf S. 146 (bezw. S. 241) gibt SÜMEGHY für diese Bohrung von Inke aber brackisches Sarmat von geringer Mächtigkeit an und auf Seite 94 (bezw. S. 188) werden diese gleichen Schichten aus der Bohrung von Inke als angeblich helvetisch angegeben. Ebenso gibt ZWERGER (1940) für die Bohrung von Inke an, dass sie bei 1446 m Tiefe im Liegenden der Unteren Congerienschichten direkt Helvet angetroffen hätte, so dass hier Sarmat und Torton fehlen.

Die Bohrung von Görgeteg zeigt das gleiche Bild wie die bei Inke. Auch bei Görgeteg soll im Liegenden der Congerienschichten Sarmat vollkommen fehlen (SÜMEGHY S. 240).

In der Bohrung bei Baja, an der Grenze zwischen dem Transdanubischen (Pannonischen) Becken und dem Becken des grossen Ungarischen Tieflandes fehlt das Sarmat, die Unteren Congerienschichten liegen in einer Tiefe von 1313,10 m mit Mergelschichten über Torton, das hier die gleiche petrographische Ausbildung zeigt wie die Congerienschichten (S. 110; im deutschen Text, S. 202 fehlen die näheren Daten über diese Bohrung).

Institutul Geologic al României

Im Gebiet des Gebirges bei Fünfkirchen (Mecsekgebirge) sind die Unteren Congerienschichten mit reicher Fauna und sehr verschiedener Fazies entwickelt. Über die Unteren Congerienschichten transgredieren hier die Oberen Congerienschichten, die das Gebirge allseitig umgeben und stellenweise direkt auf dem Grundgebirge liegen.

In diesem Beckenteil treten die Oberen Congerienschichten am Rande der Berge in zwei Ausbildungen der Strandfazies auf. Im südlichen Teil des Komitates Tolna bei Nagy-Mányok, Várdomb u. a. ist die Rhomboidea-Fazies entwickelt, an dem SÖ-lichen Rand des Bakony- und Vértesgebirges aber die Congeria balatonica—Congeria ungulacaprae-Fazies.

Im ganzen Gebiet des Vértesgebirges fehlt Sarmat, während die Oberen Congerienschichten mit *Congeria balatonica* eine bedeutende Rolle spielen, vor allem im südlichen und östlichen, dem eigentlichen Gebirge vorgelagerten Hügelland. Als nächstältere Bildung unter den Congerienschichten werden marine Konglomerate der II. Mediterranstufe erwähnt (Täger, 1908).

Im Gebiet von Piszke fehlt zwischen Eozän und den Congerienschichten das ganze übrige Neogen. Die Congerienschichten setzen die ganzen Vorberge des Gebirges von Piszke zusammen, treten aber auch im Inneren des Gebirges auf (Hofmann K., 1884).

DAS BECKEN DER GROSSEN UNGARISCHEN TIEFEBENE

Im nördlichen Teil des Beckens beginnen die Unteren Congerienschichten auch mit lignitführenden Mergeln und Sandsteinen, wie die Bohrungen von Tiszaörs, Karzag, Hajduszoboszló, Hortobágy, Debreczen, Tisztaberek gezeigt haben.

Nach Lóczy (1939) wurde bei Hajduszoboszló (SW-lich von Debreczin) unter den Congerienschichten eine dünne Lage von Mediterran und darunter Trias angebohrt. Nach Schmidt (1939, S. 54) wurde dagegen hier unter den Congerienschichten in einer Tiefe von 1423 m erst 20 m Sarmat festgestellt und von 1453 m abwärts Gesteine fraglichen, vielleicht triasischen Alters.

In der Bohrung von Tisztaberek liegen die Unteren Congerienschichten in 1291 m Tiefe über Untersarmat (Schmidt, 1939, S. 140). In der Bohrung I bei Debreczin folgt im Liegenden der Unteren Congerienschichten zwischen 1316—1347 m Sarmat, darunter oberes Mediterran. Ebenfalls nach Schmidt (1939) erreicht bei Tard (SO-lich von Salgotarján) die Bohrung I unter den Unteren Congerienschichten in einer Tiefe von 125,30 m gleich Helvet. Sarmat fehlt.

Für das Gebiet des Borsod-Heveser Bükk-Gebirges und das neogene Hügelland seiner Umgebung stellte Schréter (1934) fest, dass in diesem Gebiet brackisches Sarmat fehlt, dass diese Gebiete während des Sarmat

Institutul Geologic al României

Festland waren. Die dem Sarmat entsprechenden Ablagerungen bestehen aus Schuttmassen, vulkanischen Tuffen, sandigen Quarzschottern, in höheren Lagen stellenweise grünlichen Tonmergeln mit terrestren Schnecken *(Helix, Clausilia)*. SCHRÉTER vermutet, dass ein Teil der sandigen Schotter schon in das untere Pliozän gehören. Paläontologische Anhaltspunkte für diese Vermutung fehlen aber. Die Unteren Congerienschichten liegen im Osten meist unmittelbar über dem Grundgebirge (Paläozoikum und Trias), im Westen über oligozänen Bildungen. Auf der SO-Seite des Bükkgebirges liegen die Unteren Congerienschichten in der Regel über tortonen Tuffen, nur ganz ausnahmsweise sind hie und da in ihrem Liegenden auch sarmatische Schichten vorhanden.

C) KROATIEN

Die Unteren Congerienschichten treten in Kroatien in zwei verschiedenen Ausbildungen auf:

1. Fazies der Beočiner Mergel.
2. Sandig-konglomeratische Fazies mit dickschaligen Congerien und Melanopsiden (Wiener Fazies).

In manchen Gegenden wechsellagern diese zwei Faziestypen, andernorts überwiegt die eine oder andere Fazies oder wird auch stellenweise der ganze stratigraphische Komplex nur durch die eine oder andere Fazies vertreten. Die in verschiedenen Gebieten auf Grund der zu beobachtenden Wechsellagerung dieser Faziesformen und der naturgemäss auch vorkommenden Mischtypen aufgestellten stratigraphischen Profile können daher nur rein lokales Interesse beanspruchen.

Das reichgegliederte von GORJANOVICI-KRAMBERGER (1897, 1899, 1901, 1908) untersuchte stratigraphische Profil der pontischen Bildungen des Agramer Gebirges zeigt daher im Einzelnen auch einen ganz anderen Aufbau als das von P. S. PAVLOVIĆ (1928) untersuchte Profil der Umgebung von Belgrad, bezw. die Profile in Siebenbürgen, im Banat, in Ungarn oder im Wiener Becken, obwohl es sich immer wieder um den gleichen Komplex handelt.

Über den Unteren Congerienschichten tritt der Rhomboidea-Horizont in typischer Entwicklung auf.

1. BEOČINER FAZIES

Mit dem Mergel von Beočin haben sich vor allem A. KOCH (1867, 1871, 1895, 1902, 1903) und R. HOERNES (1874) befasst.

Während O. LENZ (1873) die Zementmergel von Beočin noch mit den Weissen Mergeln zusammen als sarmatisch auffasste, stellte HOERNES (1874)

Institutul Geologic al României

die Zementmergel als Valenciennesia-Schichten an die Basis der Congerienschichten.

Über dem härteren, deutlich geschichteten praepontischen Weissen Mergel folgt bei Beočin konkordant der graulich weisse, nach oben gelbliche, kaum geschichtete, kreideartige Zementmergel. Dieser unterpontische Zementmergel hat nach KOCH (1902) eine Mächtigkeit von 80—100 m. Nach LÖRENTHEYS Bestimmungen führt KOCH folgende Fauna an:

Provalenciennesia arthaberi KRAMB.
» *schafarziki* KRAMB.
Undulotheca pančići BRUS.
» *halavatsi* KRAMB.
Velutinopsis velutina DESH.
» *rugosa* KRAMB.
Hydrobia sp.
Limnocardium lenzi HOERN.
» *syrmiense* HOERN.
Congeria banatica HOERN.
» cf. *dalmatica* BRUS.
» cf. *navicula* ANDR.
Pisidium sp.

Aus der gleichen Ablagerung von Kneginec (bei Warasdin-Teplitz) in Westslawonien hatte HOERNES (1875, S. 72) *Provalenciennesia pauli* HOERN. beschrieben und darauf hingewiesen, dass bei dieser Form die Siphonalrinne nur durch eine schwache Einbiegung markiert werde. GORJANOVICI-KRAMBERGER (1923, S. 100) gibt *Provalenciennesia pauli* auch von Beočin an.

Über dem Zementmergel folgen Schichten des oberen Pont:

1. Die Decke des Zementmergels bildet eine 20—30 cm dünne rostfarbige, sandige Mergelschichte, welche mit den weissen Schalen einer grossen Cardienart und anderer Mollusken erfüllt ist:

Limnocardium baraci BRUS. s. h.
» *steindachneri* BRUS. z. h.
» *ochetophorum* BRUS. z. s.
Phyllicardium planum DESH. z. s.
Congeria oder *Dreissensia* sp. s.
Anodonta smaji BRUS. s. h.
Zagrabica maceki BRUS. z. h.
Valenciennesia reussi NEUM. z. h.
Melanopsis sp. s.
Bythinia sp. h.

2. Darüber folgt konkordant 10 m sehr mürber, hell gelblich grauer mergeliger Sandstein mit seltenen Mollusken.

3. 20 cm sandige Mergelschichten mit weissen Schalen verschiedener Mollusken.

4. 10 m gelblichgrauer mergeliger Sand mit seltenen Mollusken.

Aus den Schichten 2—4, hauptsächlich aber aus der Schichte 3 stammen folgende Formen:

Limnocardium baraci BRUS.
Phyllicardium planum DESH.
Valenciennesia reussi NEUM.
Zagrabica maceki BRUS.
Emmericia schulzeriana BRUS.
Pyrgula töröki LÖR.
Melanopsis cf. *friedeli* BRUS.
Planorbis constans BRUS.
Bythinia sp.

Alle vier Horizonte (1—4) aus dem Hangenden des Beočiner Zementmergels gehören somit ganz eindeutig in den Rhomboidea-Horizont.

Institutul Geologic al României

Im Gebiet des Psunj-Gebirges folgt nach FERDO KOCH (1934) teils über Leithakalk, teils über kristallinem Schiefer allgemein weisser, gelber oder grauer unterpontischer Kalkmergel mit *Cardien*, *Planorbis*, *Velutinopsis velutina*, *Valenciennesia*.

2. WIENER FAZIES (CONGERIEN- UND MELANOPSISFAZIES)

In den sandigen und konglomeratischen Schichten findet sich häufig eine reiche Fauna von überwiegend dickschaligen Congerien und Melanopsiden wie: *Congeria partschi*, *Congeria subglobosa*, *Melanopsis fossilis*, *vindobonensis*, *bouei* und verschiedene eigenartige Gastropodenformen wie: *Melanoptychia*, *Orygoceras* usw. Es ist dies die Fazies, die BRUSINA und GORJANOVICI-KRAMBERGER den Lyrcaea-Horizont nennen. Doch handelt es sich keineswegs um einen stratigraphischen Horizont, sondern um eine Fazies, die innerhalb der Unteren Congerienschichten in welchem Niveau immer auftreten kann.

Es nimmt daher der « Lyrcaea-Horizont » in den von GORJANOVICI-KRAMBERGER in seinen verschiedenen Arbeiten gegebenen Profilen auch ganz verschiedene Stellen ein. In dem von ihm 1897 gegebenen, noch sehr komplizierten Profil, das aus verschiedenen Vorkommen kombiniert ist und stratigraphisch falsche Deutungen aufweist, stellt er den « Lyrcaea-Horizont » noch in die obere Abteilung der Pontischen Stufe, 1901 stellt er in dem Profil von Borčec den Lyrcaea-Horizont in die untere Abteilung und lässt ihn den Mergeln mit *Congeria banatica* zwischengelagert sein. 1908 lässt er ihn dagegen die oberste Lage der unteren Abteilung der Pontischen Stufe einnehmen. Doch führt er aus tieferen Lagen unter Mergeln mit *Congeria partschi* und *Provalenciennesien*, sowie Mergeln mit *Congeria banatica* und *Undulotheca* wieder Flusschotter mit *Melanopsis fossilis* an.

3. DIE ENTWICKLUNG DES PLIOZÄNS IN BOSNIEN UND HERZEGOWINA

Als Typus der Entwicklung des Pliozäns in Bosnien und Herzegowina kann das Becken von Tuzla angenommen werden.

Nach der Darstellung von KATZER (1921) folgen über fossilreichem Sarmat *(Cerithien, Cardium obsoletum, C. plicatum, Mactra podolica)* die pontischen Bildungen: kalkige Sandsteine mit mergeligen Lagen, toniger Sand, Schieferton, grober Sand und Schotter. An Fossilien kommen in der untersten Lage vor: *Congeria partschi*, *Melanopsis fossilis*, *Mel. vindobonensis*, *Papyrotheca*, *Orygoceras* cf. *corniculum* BRUS., *Planorbis tenuis* FUCHS, *Tropodiscus* cf. *sabljari* BRUS.; in den darüber folgenden Sanden: *Congeria subglobosa* PARTSCH, *Cong. simplex* BARB., *Cardium apertum* MÜNST., *Card. conjungens*

Institutul Geologic al României

PARTSCH, *Card. planum* DESH., *Melanopsis fossilis* (MARTINI) GMELIN, *Mel. pygmaea* PARTSCH, *Mel. bouei* FER.

Über diesem unteren Schichtkomplex von mannigfaltiger petrographischer Ausbildung folgt die mittlere flözführende Schichtgruppe mit Sanden, Tonen und mächtigen Kohlenflözen. In den Lagen zwischen den Lignitflözen kommen vor: *Congeria partschi*, *Limnocardium*, *Planorbis*. Darüber folgt die Hangendschichtgruppe mit Tonen, tonigen Sanden und Schottern, die an Versteinerungen äusserst arm ist.

Nach KATZER (S. 174) besteht überall, wo das Pliozän auf sarmatischen Schichten von gleichartiger oder ähnlicher lithologischer Beschaffenheit aufliegt, « zwischen beiden Stufen völlige Konkordanz und vielfach auch ein allmählicher Übergang. Paläontologisch hingegen lässt sich auch bei übereinstimmendem petrographischem Charakter die Sarmatische Stufe von der Pontischen ganz scharf trennen. Eine faunistisch bestimmt charakterisierte Übergangszone zwischen den beiden Stufen hat sich bisher nicht nur hier, sondern in ganz Bosnien nicht nachweisen lassen ».

In der nordwestlichen Erstreckung liegen die gleichen pontischen Schichten, die sonst über Sarmat folgen, unmittelbar auf fossilreichen Sanden des oberen Mediterran, mit denen sie ebenfalls zuweilen durch petrographische Übergänge verbunden zu sein scheinen.

Das Pont ist somit transgressiv und eine den Übergang zum Sarmat vermittelnde Stufe fehlt. « Jedenfalls ist ein sicheres Äquivalent der Mäotischen Stufe ANDRUSOVS im Tuzlaer Gebiete und überhaupt in Bosnien bisher nicht bekannt ».

D) SERBIEN

Über das Pliozän auf dem Gebiet des alten Königreichs Serbien liegen leider nur sehr spärliche Daten vor und auch die meistens nur in serbischer Sprache.

Das Pliozän aus dem Gebiet von Belgrad wurde von PAVLOVIĆ (1928) bearbeitet. Hier liegen die Unteren Congerienschichten über Serpentin. Sarmat und Mäot fehlen. Das Profil der Unteren Congerienschichten wurde hier zwar von PAVLOVIĆ und LASKAREV in zahlreiche Horizonte zerlegt, faunistisch handelt es sich aber um eine ziemlich einheitliche Serie. *Congeria kišpatići* PAVL., *Melanopsis vindobonensis karagačensis* PAVL., *Mel. rugosa* HANDM. gehen durch die ganze Serie durch. Zu diesen Formen treten in den verschiedenen Schichten noch verschiedene andere Formen dazu, manche die mit dem unterpontischen Typus der Fauna nicht gut übereinstimmen, wie: *Congeria ungulacaprae* MÜNST., *Cong. balatonica protracta* BRUS. Die übrigen Formen aber kommen anderwärts in Schichten vor, die wir heute allgemein ins untere Pont stellen: *Congeria spathulata* PARTSCH., *Cong.*

Institutul Geologic al României

subglobosa PARTSCH, *Cong. partschi* CZJZ., *Cong. zsigmondyi* HAL., *Orygoceras* sp. Zumal die beiden letzten Formen können heute noch als ausschliesslich unterpontische Formen gelten.

Diese auffallende Mischung von Formen der Oberen mit solchen der Unteren Congerienschichten wiederholt sich noch bei zahlreichen der von PAVLOVIĆ angeführten Vorkommen des unteren Pont bei Belgrad und PAVLOVIĆ betont Seite 71 ausdrücklich, dass die Sande mit *Congeria ungulacaprae* MÜNST. in den Lyrcaea-Horizont des Unteren Pont gehören. Einzelne Vorkommen, wie der berühmte Fundort Ripanj, sind dagegen faunistisch von rein unterpontischem Typus.

E) RUMÄNIEN

GEOGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER RUMÄNISCHEN TEILE DES MITTLEREN DONAUBECKENS

I. Der Ostrand der Theissebene gliedert sich in folgende 7 morphologisch-geographische Abschnitte (von Süden nach Norden):

1. Nera-Caraș Bucht (zwischen Locvagebirge und dem Werschetzer Inselgebirge) mit Câmpulung (Langenfeld), Nicolinți, Ciuchici, Kustely.
2. Beckenrand zwischen Caraș und Pogăniș (nördlich des Werschetzer Inselgebirges) mit Tirol (Königsgnad).
3. Bârzava—Timiș Bucht (Gebiet zwischen Reșița—Buziaș—Lugoj—Caransebeș) mit Soceni, Ezeriș, Zorlenți, Tincova, Criciova.
4. Caransebeș—Mehadia Bucht (als südlicher Ausläufer der Bârzava—Timiș Bucht) mit Vârciorova und Bolvașnița.
5. Bega—Mureș Bucht mit Rădmănești.
6. Bucht der Weissen Criș.
7. Bucht von Beiuș.

II. Siebenbürgen.

1. DER OSTRAND DER THEISSEBENE

UNTERE CONGERIENSCHICHTEN

Am Süd- und Ostrand der Nera—Caraș Bucht liegen teils über dem Grundgebirge, teils über Sarmat pontische Schichten vom Typus der Unteren Congerienschichten. Als tiefste pontische Ablagerungen treten hier die schokoladefarbenen Mergel von Ciuchici, Macoviște, Răcășdia, Broșteni, Rachitova auf mit *Provalenciennesia boeckhi* und *Cardium syrmiense*. Diese Mergel entsprechen stratigraphisch den Beočiner Zementmergeln, wenigstens deren unterem Teil, da gegen das Innere der Bucht zu die stratigraphisch

Institutul Geologic al României

etwas jüngeren, aber auch noch zu den Unteren Congerienschichten gehörenden Sande von Nicolinți, Rusova Nouă und Weisskirchen über den schokoladefarbenen Mergeln folgen. Im westlichen Teil des Südrandes des Bekkens liegen unmittelbar auf kristallinem Grundgebirge noch die sandigen Tone von Câmpulung mit *Congeria zsigmondyi* HAL., *Cong.* cf. *czjzeki* HOERN., *Limnocardium brunnense* HOERN. usw.

Unteres Pont vom Typus der Unteren Congerienschichten finden wir ferner in den Randgebieten der Bârzava—Timiș Bucht. Ausser den Vorkommen von Soceni sind Untere Congerienschichten noch am Ostrand der Bucht bei Tincova mit der gleichen Fauna wie bei Soceni belegt. Die Tone in den weiter südlich dem Steilufer der Timiș nahegelegenen Gräben enthalten dagegen nach SCHAFARZIK (1905) *Congeria banatica, Cardium suessi, Valenciennesia.*

Von hier lassen sich die Unteren Congerienschichten am Ostrand des Beckens nach Süden in die südliche Fortsetzung der Bârzava—Timiș Bucht, in die Caransebeș—Mehadia Bucht verfolgen, wo südlich von Caransebeș bei Bolvașnița und Vârciorova die Originalfundorte für *Congeria banatica* HOERNES (1875), *Undulotheca halavatsi* GORJ.-KRAMBERGER (1901) und *Undulotheca rotundata* GORJ.-KRAMBERGER liegen.

Untere Congerienschichten kennen wir am Ostrand der Theissebene nur noch im Norden, am nördlichen Rand der Bega—Mureș Bucht, nördlich der Wasserscheide zwischen Bega und Mureș. SZONTAGH (1891) erwähnt aus dieser Gegend einige Vorkommen, deren Fauna für Untere Congerienschichten spricht. So hauptsächlich in dem Gebiet der Gemeinden Zăbalț und Lălășinț, wo sandiger Ton und Sand, sowie schotterige Schichten eine Fauna enthalten mit: *Melanopsis fossilis, Mel. sturi, Mel. bouei, Congeria spathulata, Cong. partschi, Cong. czjzeki.*

In der Bucht der Weissen Criș treten die Congerienschichten teils über sarmatischen Kalken und Mergeln, teils über Andesittuff auf. Zu unterst liegen Mergel mit reicher Fauna der Unteren Congerienschichten, darüber folgen die oberpontischen Sand- und Schotterschichten.

Bei Govașdia liegen nach PETHÖ (1886) über Sarmat in ungestörter, konkordanter Lagerung Mergel mit kleinen Congerien, zahnlosen Cardien, kleinen Planorben, *Orygoceras.* Nach dem von PETHÖ 1885 von hier veröffentlichten Profil müsste aber eine sehr ausgesprochene Diskordanz zwischen Sarmat und Congerienmergel vorliegen. 1885 gibt er von hier irrtümlicherweise noch *Cong.* cf. *rhomboidea* an.

In der Bucht von Beiuș nimmt das Pont den grössten Teil der Oberfläche des zentralen Teiles (nördlich von Beiuș) ein. In den Randgebieten dagegen tritt das Pont nur entlang der tiefer eingeschnittenen Täler auf, während die Rücken der Hügel von den Sanden und Schottern des oberen Pliozäns überdeckt werden. Am Westrand der Bucht, in der Nähe der Ebene werden

Institutul Geologic al României

die Unteren Congerienschichten von den oberen Schottern vollständig verdeckt.

Als littorale Fazies unterscheidet PAUCĂ (1935) Mergel, Sande und Konglomerate mit sehr reicher Süsswasserfauna (= Wiener Fazies). Er zitiert vor allem von Stracoș und (nach KADICS) von Poenii de sus:

Melanopsis fossilis (MARTINI) GMEL.
» *vindobonensis* FUCHS
» *sturi* FUCHS
» *pygmaea* M. HOERN.
» *austriaca* HANDM.
» *scripta* FUCHS
» *bouei* FÉR.
» *brusinai* LÖRENTH.
» *stricturata* BRUS.
» *textilis* HANDM.
Pleuroceras kochi FUCHS
Prososthenia radićevići BRUS.
Planorbis verticillus BRUS.
Orygoceras fuchsi KITTL.
Congeria partschi CZJZ.
» *marcovići* BRUS.
» *subglobosa* PARTSCH.
» *martonfii pseudoauricularis* LÖRENTH.
» *doderleini* BRUS.
» *zsigmondyi* HAL.
» *ramphophora* BRUS.
» *mytiloides* BRUS.
Limnocardium andrusovi LÖR.
» *trifcovici* BRUS.
» cf. *desertum* STOL.
» *hantkeni* FUCHS
Unio atavus PARTSCH

Diese fossilreichen Ablagerungen bilden richtige Faluns und treten bei Poenii de sus linsenförmig mit torrentieller Struktur den Mergeln mit *Valenciennesia* zwischengelagert auf. Sehr häufig enthalten diese Ablagerungen auch umgelagerte sarmatische und tortone Formen. Als ebenfalls littorale Bildung unterscheidet PAUCĂ noch Mergel mit Kohlenflözen und Süsswasserfossilien (Planorben).

Während die littoralen Bildungen nur sehr geringe Oberflächenausdehnung haben und zwar in den Randgebieten, nimmt die neritische Fazies mit ihren gleichförmigen graublauen Mergeln (ca 150 m mächtig) den grössten Teil des Beckens ein. Die Fauna ist an Arten und Individuen sehr arm und enthält nur dünnschalige Formen: *Valenciennesia (Provalenciennesia?)*, *Congerien (Congeria banatica)*, kleine Limnocardien mit engstehenden Rippen vom Typus des *Limnocardium syrmiense*, *Planorbis*, *Ancylus* (= Beočiner Fazies).

Nach PAUCĂ können die drei im Mittleren Donaubecken unterschiedenen pontischen Horizonte: unteres Pont (mit *Melanopsis fossilis*), mittleres Pont (mit *Congeria ungulacaprae* und *Cong. balatonica*) und oberes Pont im Becken von Beiuș nicht unterschieden werden und er hält es für wahrscheinlich, dass es sich auch sonst nicht um verschiedene Horizonte, sondern bloss um verschiedene bathymetrische Faziesbereiche und verschiedenen Salzgehalt innerhalb des pontischen Beckens handele.

Nun handelt es sich aber nach allen Daten, die bisher über die Vorkommen der littoralen und der neritischen Fazies aus dem Becken von Beiuș veröffentlicht wurden, ausschliesslich nur um die Unteren Congerienschichten. Die Oberen Congerienschichten (Rhomboidea-Horizont), die seit ANDRUSOV

Institutul Geologic al României

im Mittleren Donaubecken als die eigentlichen Vertreter des Pont angesehen wurden, ferner die *Congeria triangularis* Fazies und die Schichten mit *Congeria ungulacaprae*, die auch hieher gehören, sind daher in dieser Serie der Unteren Congerienschichten des Beckens von Beiuș auch gar nicht zu erwarten.

OBERE CONGERIENSCHICHTEN

Nera-Caraș Bucht. Während am Süd- und Ostrand der Nera-Caraș Bucht die Unteren Congerienschichten teils über Grundgebirge teils über Sarmat liegen und gegen das Beckeninnere von diluvialen Ablagerungen bedeckt werden, transgredieren am Nordrand sandige Ablagerungen der Oberen Congerienschichten über die kristallinen Schiefer des Werschetzer Inselgebirges. Sie lieferten bei Kustély *Congeria rhomboidea* (oder *Cong. hilberi*), *Congeria ungulacaprae* und *Limnocardium rothi* HAL.; bei Jabuca (auf der Karte 1:75.000 Almád): *Congeria hilberi* HOERN., *Limnocardium semsey* HAL., *L. schmidti* HOERN., *L.* cf. *rothi* HAL., *Valenciennesia*. Die Fauna entspricht dem oberen Pont von Tirol (Königsgnad) und lässt keine Zweifel über die stratigraphische Stellung dieser Schichten zu.

Beckenrand zwischen Caraș und Pogăniș. Vom Werschetzer Inselgebirge nach Norden dehnt sich am Rande des Beckens zwischen dem Caraș-Bach im Süden und dem Pogăniș-Bach im Norden ein flaches Hügelland aus.

Auf den langgestreckten, reichgegliederten Rücken der flachen Hügel liegt diluvialer Lehm, der aus den Haupttälern gegen den Beckenrand zu bis in eine Höhe von etwa 260 m ansteigt. In den oberen Abschnitten der Täler und deren Seitenästen sind auf den Abhängen horizontal liegende pontische Sande und Tone aufgeschlossen, die am Beckenrand sich als grobsandige, oft auch schotterige Bildungen transgressiv über das Grundgebirge legen.

Unteres Pont fehlt in diesem Gebiet, wir kennen von hier nur die Tone und Sande des oberen Pont mit der berühmten Fauna von Tirol (Königsgnad), die dem Rhomboidea-Horizont entspricht. Ausser den zwei wichtigsten Fundorten bei Tirol selber (im Wolfstal und im Tiefental) erwähnen ROTH und HALAVÁTS (1911) noch von Markovecz, vom Nordrand des Werschetzer Inselgebirges, aus Ton *Congeria* cf. *croatica* und *Valenciennesia* cf. *reussi*. Es ist der gleiche Horizont, der auch am Südrand des Werschetzer Inselgebirges bei Jabuca und bei Kustély mit der typischen Fauna von Tirol bekannt ist. Sonst sind diese oberpontischen Sande sehr fossilarm.

Bârzava-Timiș Bucht. In der weiten Bucht zwischen Reșița, Buziaș, Lugoj und Caransebeș werden die flachen Hänge von mächtigem diluvialen Lehm überdeckt, nur in den durch die Erosion tiefer aufgeschlossenen, den Gebirgsrändern näher gelegenen Gebieten steigen die pontischen

Institutul Geologic al României

Ablagerungen an die Oberfläche. Das weit ausgedehnte, flache Hügelland besteht, soweit es nicht im diluvialen Lehm ertrinkt, aus ganz flach gelagerten oberpontischen Sanden, Tonen und Mergeln. Diese oberpontischen Sande und Mergel legen sich flach transgressiv über das Grundgebirge. Die oberpontischen Sande und Tone enthalten selten gut bestimmbare, stratigraphisch verwertbare Fossilien.

Bei Soceni treten am Südwestrand der Gemeinde im Hangenden der Unteren Congerienschichten tonige Sande auf mit *Dreissenomya*, *Congerien* usw. Im Inneren der Soceni-Ezerişer Nebenbucht wurden durch den Bahnbau vor einigen Jahren auf der rechten Talseite zwischen Soceni und Ezeriş oberpontische Schichten mit reicher Fauna mit *Valenciennesia*, *Congerien*, *Cardien* aufgeschlossen. Es ist die reichste oberpontische Fauna aus diesem Gebiet. Eine ebenfalls reiche Fauna aus dem Oberpont erwähnt GILLET von Zorlenț Mare. Sonst werden noch von verschiedenen Punkten schlecht erhaltene Congerien und Cardien erwähnt, so von Ohaba Mâtnic u. a. Orten.

Am Nordostrand der Bucht, südlich von Lugoj wurde dagegen von LÓCZY (1882) bei Criciova aus den oberpontischen Sandablagerungen eine reiche, der oberpontischen Fauna von Rădmănești vollkommen entsprechende Fauna bekannt gemacht. Weiter nördlich bei Cireşul erwähnt SCHAFARZIK (1900) eine identische Fauna.

B e g a - M u r e ş B u c h t. Von Westen her greift diese Bucht zwischen das Pojana Rusca Gebirge im Süden und das Drocea Gebirge im Norden ein.

Am östlichen Rand dieser Bucht liegen die pontischen Schichten teils über Andesittuff, teils (zwischen Coşteiu und Lapugiu) über Mediterran. In den übrigen Randgebieten liegen die oberpontischen Sande mit untergeordneten Ton- und Mergelschichten horizontal, transgressiv auf älterem Grundgebirge. Sarmat fehlt sowohl in der Bucht als auch in den Randgebieten derselben. Die mächtigen oberpontischen Sandkomplexe werden faunistisch durch die Fauna von Rădmănești charakterisiert, die stratigraphisch vollkommen der Fauna von Tirol entspricht und zur Triangularis-Fazies des Rhomboidea-Horizontes gehört. Ausser bei Rădmănești finden wir noch an verschiedenen anderen Vorkommen der pontischen Schichten dieser Bucht typische Elemente der Rădmăneşter Fauna, so bei Temereşti und Brănești (KADICS, 1903).

Am Nordrand der Bucht kommt bei Zăbalț, woher SZONTAGH ein Vorkommen von Unteren Congerienschichten angegeben hat, nach LÓCZY (1882) und SZONTAGH (1891) auch sicheres Oberpont vor mit: *Cardium apertum*, *C. schmidti*, *C. steindachneri*, *C. penslii*, *Congeria triangularis*, *Cong. auricularis*, *Cong. balatonica*, *Cong. simplex*, *Cong.* cf. *radmanesti.* Aus dieser einwandfrei oberpontischen Fauna erwähnen nun LÓCZY und SZONTAGH auch *Melanopsis fossilis* und *Congeria spathulata.* Doch kommt auch in der Fauna von Rădmănești *Melanopsis fossilis rugosa* vor, wobei hier weder verschiedene

Institutul Geologic al României

Horizonte unterschieden werden können (wie das seinerzeit von HALAVÁTS und KADICS versucht wurde), noch kann die *Melanopsis fossilis rugosa* auch nur im geringsten die stratigraphische Eingliederung dieser Fauna in das Oberpont in Frage stellen. Somit sind bei Zăbalț sowohl das untere als auch das obere Pont vertreten, während wir sonst in der ganzen Bucht nur oberes Pont kennen.

Bucht der Weissen Criș. Über die Mergel der Unteren Congerienschichten legen sich in der ganzen Ausdehnung der Bucht der Weissen Criș mächtige Sand- und Schotterablagerungen. Die Gerölle werden gegen die Abhänge des Codru zu immer grösser und entwickeln sich am Rande des Codru zu Riesenschottern mit grossen Blöcken.

Aus dem oberen Sande von Șilindia und zwischen Luguzău und Cavna erwähnt PETHŐ (1887) folgende Fauna:

Congeria balatonica PARTSCH
» cf. *triangularis* PARTSCH
» *simplex* BARBOT.
» aff. *radmanesti* FUCHS
» *auricularis* FUCHS
Dreissenomya cf. *schröckingeri* FUCHS
Cardium cf. *banaticum* FUCHS
» aff. *penslii* FUCHS
» aff. *rothi* HAL.
» n. sp. ind.
Melanopsis martiniana FÉR.
» cf. *pygmaea* HOERN.

Es handelt sich hier jedenfalls um eine Fauna, die der aus den Sanden von Rădmănești vollkommen entspricht. Sie ist stratigraphisch für die Beurteilung des oberen Sandkomplexes auch in der Bucht von Beiuș wichtig.

Die Bucht von Beiuș. In der Bucht von Beiuș erfolgte nach PAUCĂ (1935) der Übergang der Unteren Congerienschichten in die Sande und Schotter des oberen Pliozäns in einer Wechsellagerung von Mergeln und feinen Sanden. Aus diesem Übergangs-Komplex werden (zum Teil nach SZONTAGH, 1897) von Hidișelul de sus und de jos, sowie von Lăzăreni zahlreiche Schalen von *Limnocardium secans*, *Congeria czjzeki* und *Congeria* sp. zitiert.

Über die unteren pontischen Ablagerungen legen sich Sande und Schotter in einer Mächtigkeit von 100 m. Nach PAUCĂ sind diese Sande und Schotter zum grössten Teil ins Daz zu stellen, zum geringeren Teil ins Levantin und Pleistozän. Im unteren Teil dieses Sand- und Schotterkomplexes kommen auch Lignite vor.

PAUCĂ bezeichnet die Bildungen der Unteren Congerienschichten als Pont schlechthin und meint, dass der Übergangskomplex auch als zum Pont gehörend betrachtet werden müsse. Auf Grund seiner Darstellung ist anzunehmen, dass PAUCĂ hier an eine Kontinuität der Ablagerung von der Basis des Pont bis in das obere Pliozän denkt.

Wenn die oberen Sand- und Schotterablagerungen als kontinuierliche Fortsetzung der unteren Ablagerungen (die stratigraphisch nur den Unteren Congerienschichten entsprechen) betrachtet werden sollen, müssen in diesem

Institutul Geologic al României

stratigraphischen Profil vorerst die Oberen Congerienschichten, der Rhomboidea-Horizont, untergebracht werden, bevor wir an Daz denken können.

Der Übergangskomplex mit den zahlreichen Schalen von *Cardium secans* wäre jedenfalls schon in die Oberen Congerienschichten zu stellen, doch gehört sehr wahrscheinlich auch noch ein grosser Teil der Sand- und Schotterablagerungen in den Rhomboidea-Horizont, ähnlich wie die mächtigen Sand- und Schotterablagerungen der Bega-Mureș Bucht und der benachbarten Buch der Weissen Criș, überhaupt die ganzen mächtigen sandigen, sandig-tonigen Ablagerungen des östlichen Beckenrandes vom Werschetzer Inselgebirge nach Norden. Dass ein oberer Teil dieser Bildungen schon ins Daz gehört, ist möglich, doch fehlen uns bisher alle Anhaltspunkte, um theoretisch und praktisch eine Grenze festlegen zu können. Ob das im Becken von Beiuș möglich sein wird, entzieht sich meiner Beurteilung.

Zusammenfassung. Wenn wir kurz zusammenfassend die Entwicklung der pontischen Bildungen am Ostrand der Theissebene betrachten, zeigt sich folgendes Bild:

Die Unteren Congerienschichten, die an der Oberfläche nur in geringer Ausdehnung festgestellt werden können, legen sich diskordant und transgressiv teils über das Untersarmat, teils über Grundgebirge. Grössere Ausdehnung erreichen sie vor allem in der südlichen Nera-Caraș Bucht, ferner am Ostrand der Bârzava-Timiș Bucht und der Caransebeș-Mehadia Bucht, sowie weiter im Norden in der Bucht von Beiuș. Sie liegen flach und zeigen abgesehen von oberflächlichen Rutschungen nur schwache Schichtneigungen.

Die weiten, tief zwischen die Berge eingreifenden Buchten, das Hügelland der Beckenränder werden dagegen fast ganz aus den oberpontischen Sanden, sandigen Tonen, Mergeln gebildet, die gegen die Haupttäler und nach Westen gegen die Ebene unter eine mächtige diluviale Lehmdecke untertauchen. Diese oberpontischen Bildungen liegen allgemein fast horizontal und transgredieren überall an den Rändern weit über das Grundgebirge.

2. SIEBENBÜRGEN

UNTERE CONGERIENSCHICHTEN

DIE RANDZONE IM SÜDOSTEN

In der südöstlichen Randzone des Verbreitungsgebietes der Pontischen Stufe im Siebenbürgischen Becken, südlich der Târnava Mare, ist an der Basis der pontischen Ablagerungen, im direkten Hangenden des Sarmat eine mächtige grobsandige, konglomeratische Serie mit einer dickschaligen Molluskenfauna (*Melanopsis fossilis, vindobonensis, pygmaea, bouei, Congeria*

Institutul Geologic al României

partschi, ornithopsis, subglobosa usw.) entwickelt. Im Hangenden dieser sandig-schotterigen Serie tritt ein mächtiger Mergelkomplex auf mit einer dünnschaligen Fauna (*Congeria banatica, Limnocardium lenzi, syrmiense* usw.). Über dem Mergelkomplex folgen wieder Sande mit der dickschaligen Fauna.

Die untere sandig-schotterige Serie ist am besten in dem Gebiet um Sighișoara entwickelt. Die diagonalgeschichteten, fluviatilen Sande enthalten in mehreren Lagen Schotterschichten und Schotterlinsen mit Geröllen, die bis zu 50—60 cm Durchmesser erreichen (SZADECZKY, 1927). Noch bei Sighișoară fand TÖRÖK (1939, S. 8) im pontischen Konglomerat ein Tithongerölle mit 30 cm Durchmesser, sowie Coziagneissblöcke.

PÁVAY (1913, S. 143) beschrieb aus dem unterpontischen Sand von Vănători eine mit unterpontischem Gerölle ausgefüllte Erosionsrinne. Ähnliche mit unterpontischem Bachgerölle ausgefüllte Erosionsrinnen im unteren Sandhorizont des Unterpont untersuchte auch TÖRÖK (1939) an mehreren Stellen in der Umbegung von Sighișoară. Diese pontischen schotterigen Sande sind somit Bildungen ganz seichten zum Teil fliessenden Wassers in oft trocken gelegtem Gebiet, keineswegs aber Ablagerungen eines einheitlichen grossen Seebeckens.

Im gleichen Sinne sind die vielen Lignitlinsen, dünneren und dickeren Lignitflöze, torfartigen Bänke, verkohlten Baumstämme, die zahlreichen, verkohlten Zapfen von *Pinus kotschiana* UNGER im grobkörnigen, diagonalgeschichteten, oft grobschotterigen Sand zu deuten.

WACHNER (1911) hatte in der sandigen Fazies bei Sighișoara ein Congerienbruchstück gefunden, das HALAVÁTS als *Congeria brandenburgi* BRUS., VITÁLIS aber als *Congeria partschi* bestimmte. PÁVAY fand nachher am gleichen Ort ein zweites Exemplar der *Congeria partschi* (PAPP S., 1913, S. 82). Damit konnte WACHNER die bis dahin nach KOCH für sarmatisch gehaltenen Bildungen als pontisch bestimmen. Er unterschied innerhalb dieser pontischen Ablagerungen den mächtigen schotterigen Sandkomplex im Süden der Târnava Mare und den Tegelkomplex im Norden der Târnava Mare.

1912 erwähnt ROTH L. die zahlreichen Lignitspuren und konglomeratischen Zwischenlagen in dem sandigen Komplex bei Sighișoara, sowie eine Fauna mit *Planorbis, Limnaeus, Orygoceras* bei Șaeș, ferner nach HÖHR eine *Melanopsis fossilis* zwischen Sighișoara und Albești.

CIUPAGEA (1935) stellte dann für das Gebiet bei Sighișoara folgende stratigraphische Gliederung der pontischen Schichten fest:

1. an der Basis die unteren Sande und Konglomerate in einer Mächtigkeit von 200 m, in denen CIUPAGEA bei Sighișoara zahlreiche Congerien und Melanopsiden sammelte.

2. Nördlich von Sighișoara folgt über den Sanden ein mittlerer Komplex, bestehend aus grauen, mehr weniger sandigen Mergeln von ca 200 m Mächtigkeit. In ihrem oberen Teil treten dünne weisse, mergelige Kalkschichten

Institutul Geologic al României

auf mit: *Congeria banatica*, *Limnocardium lenzi*, *L. syrmiense*, *Planorbis ponticus*, *Limnaeen*, *Pisidien* usw.

3. Darüber folgen die oberen Sande, feinkörnig, hell, mit grossen weissen Glimmerblättchen, limonitischen und seltenen sandigen Konkretionen. Dem unteren Teile dieser Sande sind graue Mergel mit dem Tuff von Vorumloc zwischengelagert. Diese Mergel sind fossilreich: *Congeria banatica*, *Limnocardium lenzi*, *L. syrmiense*. Nach CIUPAGEA folgt 80 m über dem Tuff von Vorumloc, bei Prostea Mare, ein Konglomerat mit *Congeria partschi*, *Melanopsis fossilis*, *Mel. impressa*, *Mel. vindobonensis*.

Dieser obere Komplex füllt die grosse Synklinale von Dumbrăveni aus, tritt in den Synklinalen des Domes von Nadeș auf, erstreckt sich nach Norden bis Sângeorgiul de Pădure und erscheint in der Synklinalzone von Copșa Mică wieder.

Im Gebiet von Sighișoara sind die unteren schotterigen Sande weit verbreitet, bei Apold, Daia, Saschiz, Mureni und dehnen sich von hier nach NO über Porumbeni bis an den Ostrand des Beckens in das Gebiet zwischen Cristur und Odorhei aus.

Südwestlich von Sighișoara wurden auch bei Ocna-Sibiului diese unteren mächtigen Sande mit Schotterzwischenlagen früher als Sarmat beschrieben (HALAVÁTS 1908). Sie werden von CIUPAGEA und VANCEA nunmehr als Pont aufgefasst und sollen nach CIUPAGEA eine Mächtigkeit von 300 m haben. HALAVÁTS betont ausdrücklich, dass er aus diesem Komplex bei Ocna-Sibiului keine Versteinerungen kennt und dass er diese Ablagerungen hier nur deshalb ins Sarmat stellt, weil sie bis dahin immer als Sarmat aufgefasst wurden und den bei anderen Vorkommen auch paläontologisch als Sarmat bestimmten schotterigen Sanden gleichen. Jedenfalls können die schotterigen Sande des unteren Pont von den schotterigen Sanden des Sarmat, wenn Fossilien fehlen oder wenn keine anderen glücklichen Begleitumstände eine sichere Altersbestimmung gestatten, kaum unterschieden werden.

Über diesem sandig-schotterigen Komplex liegen nach HALAVÁTS (1908) in grosser Mächtigkeit gelbe und blaue Tonmergel mit *Congeria banatica*, *Limnocardium syrmiense*.

Über diesen Mergeln folgen mächtige, stellenweise kleinschotterige Sandablagerungen, in denen HALAVÁTS keine Versteinerungen finden konnte. Sie gehen nach oben in ebenfalls versteinerungsleere Tone über.

Wenn die unteren schotterigen Sande hier tatsächlich ins Pont zu stellen sind, dann tritt hier in der südwestlichen Verlängerung der Vorkommen um Sighișoara abermals der basale schotterige Komplex des Unterpont in grosser Mächtigkeit auf.

Der basale Mergelkomplex des zentralen Beckenteiles soll zeitlich den unteren Sanden und Konglomeraten aus dem Gebiet südlich der Târnava Mare entsprechen (VANCEA, 1938). Als Beweis dafür kann aber nur angeführt

Institutul Geologic al României

werden, dass in beiden Fällen das direkte Liegende durch das Sarmat gebildet wird, wobei allerdings ein Unterschied zu bemerken ist. Im zentralen Bekkenteil tritt im Liegenden der pontischen, basalen Mergel an der Oberkante des Sarmat der Horizont mit den blätterigen Mergeln und dem Tuff von Bazna auf. Im südöstlichen Randgebiet aber konnte dieser Horizont unter den basalen pontischen Sanden und Schottern nicht festgestellt werden. CIUPAGEA spricht zwar von den oberen dolomitischen Kalken bei Daia und Apold, da aber solche dolomitische Kalke auch im tieferen Sarmat vorkommen, steht der Beweis noch aus, dass die dolomitischen Kalke von Apold und Daia tatsächlich den oberen dolomitischen Kalken des Tuffhorizontes von Bazna stratigraphisch entsprechen. Jedenfalls fehlt in diesem ganzen weiten Gebiet der blätterige Mergel mit dem Tuff von Bazna (VANCEA, 1942).

Dagegen tritt nach CIUPAGEA (1935) im südöstlichen Randgebiet, über den basalen Sanden und Konglomeraten des Pont als mittlerer Horizont ein 200 m mächtiger Komplex grauer Mergel auf mit zwischengelagerten dünnen, weissen mergeligen Kalkschichten mit *Congeria banatica*, *Limnocardium lenzi*, *L. syrmiense*, *Planorbis ponticus* usw. Dieser mittlere mergelige Komplex des südöstlichen Randgebietes entspricht somit sowohl petrographisch als auch faunistisch dem basalen mergeligen Komplex des zentralen Beckenteiles und ein Beweis, dass dieser mittlere mergelige Komplex der südöstlichen Randzone jünger sei als der basale mergelige Komplex des zentralen Beckenteiles wird sich auf Grund der heute vorliegenden Daten wohl kaum erbringen lassen.

Wenn aber diese Mergelkomplexe sich auch stratigraphisch entsprechen, dann haben wir für die Entwicklung des Pont im Siebenbürgischen Becken die interessante Folgerung zu ziehen, dass über dem Untersarmat als tiefste pontische Bildungen die basalen, oft fluviatilen Sande und Schotter der südöstlichen Randzone im Raume südlich der Târnava Mare abgelagert wurden, dass gleichzeitige, mergelige pontische Ablagerungen aus dem Siebenbürgischen Becken bisnoch nicht bekannt sind und dass von hier aus der hangende Mergelkomplex auch in die heute als zentral angesprochenen Teile des Beckens (zwischen Târnava Mare und Mureş) übergreift, wo er direkt über dem Sarmat auftritt.

Es würden somit hier genau die gleichen Verhältnisse vorliegen, wie sie von SÜMEGHY für die ungarischen Teile des Mittleren Donaubeckens dargestellt werden, wo auch die weissen und grauen Mergel mit der Fauna mit *Congeria banatica* einen mittleren Horizont bilden zwischen zwei sandig-schotterigen Horizonten mit der dickschaligen Fauna.

Westlich vom Zusammenfluss der beiden Târnava wird die Pontische Stufe nach VANCEA (1942) von einem 450 m mächtigen Schichtkomplex gebildet:

1. Zu unterst liegen 150 m blaue Mergel und feine Sande mit Zwischenlagen von weissen und blauen Mergeln mit Limnocardien und Congeria sp.

Institutul Geologic al României

An der Oberkante dieses Komplexes liegt eine 4—6 m dicke, weisse Kalkmergelbank.

2. Darüber folgen 60 m gelbliche Sande mit zwischengelagerten blauen Mergeln und zahlreichen dünnen Schichten von weissen Kalkmergeln. In den Sanden treten auch grobkörnige Einlagerungen auf mit der dickschaligen Fauna: *Melanopsis fossilis, vindobonensis, pygmaea, bouei, Congeria partschi, subglobosa, Mohrensternia,* sp. (soll wohl *Prososthenia zitteli* LÖR. heissen).

3. Darüber folgen 120 m blaue Mergel in kompakten Bänken mit der dünnschaligen Fauna: *Congeria banatica* usw. Weiter östlich bei Haşag, Ruşi, Alţina erreichen diese Mergel eine Mächtigkeit von 180—200 m.

4. Darüber folgen 60 m tonreiche Mergel und feine Sandschichten. Auf der Oberfläche der obersten Mergelschichte findet sich eine reiche dünnschalige Fauna: *Congeria banatica, Limnocardium* cf. *lenzi, L.* cf. *syrmiense, Planorbis ponticus, Velutinopsis velutina* usw. Doch enthalten diese Schichten fast überall Fossilien.

5. Zu oberst liegt der obere Sandkomplex in einer Mächtigkeit von 60 m. Doch wächst die Mächtigkeit dieser oberen Sande gegen das Beckeninnere beträchtlich an.

Dies Profil könnte, wenn man von gewissen Abweichnungen absieht, mit dem Normalprofil für die zentralen Beckenteile parallelisiert werden, wobei die unteren 4 Schichtpakete mit einer Gesamtmächtigkeit von 390 m dem unteren Mergelkomplex entsprechen würden. Die seltenen grobkörnigen Einlagerungen mit der dickschaligen Fauna in den oberen Teilen des zweiten Horizontes wären auf lokale durch die Nähe des Beckenrandes bedingte Einflüsse zurückzuführen. Andererseits scheinen aber die beiden unteren Schichtpakete doch faziell von dem Mergel mit der dünnschaligen Fauna stark abzuweichen und sie werden bei näherer Untersuchung stratigraphisch vielleicht dem basalen schotterigen Sand der südöstlichen Randzone entsprechen. Die Klärung vieler solcher noch offener Fragen, die Abgrenzung des Verbreitungsgebietes des basalen sandig-schotterigen Komplexes des Unterpont, die Entscheidung darüber, ob gleichalte mergelige Ablagerungen im Siebenbürgischen Becken vorkommen, bleibt späteren Untersuchungen vorbehalten.

DAS ZENTRALE BECKEN

Im zentralen Teil des Siebenbürgischen Beckens, nördlich der Târnava Mare liegen über unterem Sarmat in grosser Ausdehnung und grosser Mächtigkeit graue Tone und Mergel mit zahlreichen Zwischenlagen eines hellen, etwas tonigen Kalkes. Dieser basale tonige Komplex enthält die dünnschalige Fauna: *Congeria banatica, Limnocardium lenzi, L. syrmiense, Valenciennesien* usw. Im Hangenden folgen in grosser Mächtigkeit Sande und Schotter mit

Institutul Geologic al României

der dickschaligen Fauna: *Melanopsis fossilis*, *vindobonensis*, *pygmaea*, *bouei*, *Congeria partschi*, *ornithopsis*, *subglobosa* usw.

Wenn auch diese Gliederung im allgemeinen scheinbar sehr konstant ist, kann die dünnschalige Fauna einerseits und die dickschalige andererseits doch nicht zur Unterscheidung verschiedener Horizonte verwendet werden. Ihr Vorkommen wird innerhalb des unteren Pont ausschliesslich durch die Fazies bedingt, wie das vor allem PÁVAY, VITÁLIS und andere gezeigt haben. Wo infolge lokaler Einflüsse im unteren mergeligen Schichtkomplex sandige, schotterige Ablagerungen auftreten, erscheint in ihrem Gefolge die dickschalige Fauna, wo aber im oberen sandigen Komplex Tonbildungen auftreten, finden wir gewöhnlich die dünnschalige Fauna. Dies Bild wird ergänzt durch die Beobachtung, dass auch in Gebieten mit der Faziesfolge des zentralen Beckenteiles auch im tonigen Schichtkomplex vereinzelte Formen der dickschaligen Fauna gefunden werden und umgekehrt im sandigen Komplex vereinzelte Formen der dünnschaligen Fauna. Wir haben somit während der ganzen Sedimentationsdauer unserer unterpontischen Ablagerungen die Elemente beider Faunen vertreten. Je nach dem lokalen Wechsel der faziellen Verhältnisse nimmt bald die eine, bald die andere Gruppe überhand. Dieser Wechsel in Fazies und Fauna kann dementsprechend in ein und demselben Profil sich auch mehreremal wiederholen.

Eine nähere Horizontierung innerhalb des unteren Pont ist somit nach den bisher uns zur Verfügung stehenden Beobachtungen auf paläontologischer Basis nicht möglich. Die Fauna entspricht ganz überwiegend der der Unteren Congerienschichten und beweist durch ihre Wechsellagerung die Gleichalterigkeit der Fazies der Unteren Congerienschichten des Wiener Beckens und der des Beočiner Zementmergels.

Ob zwischen dem unteren konglomeratisch-sandigen Horizont der südöstlichen Randzone und dem oberen sandig-schotterigen Horizont des unteren Pont nicht doch faunistische Unterschiede vorhanden sind, wird erst eine systematische Bearbeitung dieser Komplexe feststellen können. Untersuchungen in dieser Richtung fehlen bisnoch und bisher vorliegende gelegentliche Bearbeitungen einzelner Faunen sind für diesen Zweck zu unzuverlässig.

WESTRAND

Am Westrand des Beckens, zwischen Arieș und Mureș, transgrediert das Pont in weiter Ausdehnung über Sarmat, Torton und ältere Bildungen. Schon HEREPEY (1896) erwähnt das Pont zwischen Cetea und Benic (westlich von Teiuș) von zahlreichen Vorkommen, ebenso KOCH und LÖRENTHEY. PÁVAY (Erdgas, 1913, S. 93) hob dann hervor, dass das Pont in diesem Gebiet noch viel weiter ausgedehnt sei, als früher bekannt war und erwähnte sandige

Institutul Geologic al României

Schotter und grobkörnige Sande mit Congerien und Melanopsiden nach Norden bis Bădeni. Nach der in Budapest auf Grund der älteren ungarischen Aufnahmen gedruckten geologischen Karte 1 : 500.000, sowie nach VANCEA (1942) zieht sich das Pont am westlichen Rand des Beckens von Bădeni über Ajud nach Süden bis Teiuș in einem 4—7 km breiten Streifen.

Im nördlichen Teil, im Gebiet von Ciugud bis Bădeni sind es fast ausschliesslich 150—200 m mächtige Sande, die im unteren Teil gröber und schotterig sind, nach oben feinkörniger werden. Ähnlich bei Cicău—Ormeniș.

Bei Lopadea Română beginnen nach PÁVAY (1910) die pontischen Ablagerungen mit Schotter und Sanden in wechselnder Mächtigkeit. Diese Bildungen enthalten die gemischte Fauna. Darüber liegen dünngeschichtete Mergel- und Sandschichten, stellenweise mit Hydrobien und Planorben. Darüber folgen sandige Tone mit *Melanopsis fossilis* und *Mel. vindobonensis*. Diese ganze Schichtenfolge gehört in die untere Serie. Darüber folgen dünngeschichtete Sande und sandige Mergel mit zahlreichen *Congeria banatica*, nach VANCEA (1942) auch *Limnocardium lenzi*, *L. syrmiense*, *Planorbis ponticus*. Darüber liegen Sande, in denen PÁVAY keine Fossilien finden konnte.

In seinem Bericht über das Gebiet von Cetea hatte ROTH (1902) schon erwähnt, dass das Pont mit *Congeria partschi*, *Cong. banatica* und *Orygoceras* in diesem Gebiet unmittelbar über Mediterran liege, dass hier das Sarmat fehle. In dem weiter südlich anschliessenden Gebiet stellte nachher GERMAN J. (1938) fest, dass das Pont zwischen Geoagiu, Galda de jos, Oieșdea, Sântimbru in weiter Ausdehnung über Sarmat, Torton und ältere Bildungen transgrediere.

SÜDWESTLICHES RANDGEBIET

Während westlich von Sebeșul Săsesc in der Bucht von Deva und Hațeg pontische Bildungen nicht bekannt sind, die Sedimentation hier allem Anscheine nach mit dem Sarmat abschloss und der pontische See in diese Bucht nicht vordrang, transgrediert das Pont im Gebiet östlich und südöstlich von Sebeșul Săsesc teils über Sarmat, teils über Mediterran und Kristallin.

Das Pont wird in diesem Gebiet nach LAZAR (1913) aus zwei Schichtserien gebildet:

1. eine untere Serie blaugrauer und gelblicher Tone und Mergel mit zwischengelagerten gelben Sanden. Sehr häufig kommen Limonitkonkretionen vor, manchmal treten auch stark eisenhaltige Mergelbänke auf. Als Fauna gibt LAZAR aus dieser unteren Serie von verschiedenen Orten folgende Formen an: *Limnocardium lenzi*, *Congeria* cf. *partschi*, *Cong.* cf. *zsigmondyi*, *Melanopsis vindobonensis*. HALAVÁTS und ROTH (1910) geben aus diesen unteren Tonen aus dem Gebiet zwischen Sebeșul Săsesc und Mercurea folgende Formen an: *Congeria subglobosa*, *Melanopsis fossilis*, *Mel. vindobo-*

Institutul Geologic al României

nensis, *Micromelania variabilis*. Aus Schotter- und Sandlinsen mit fluviatiler Struktur aus den oberen Partien der Tone geben sie an: *Congeria zsigmondyi*, *Limnocardium* aff. *brunnense* und *Melanopsis fossilis*.

Gegen das Beckeninnere zu besteht die untere Serie aus den gleichen blauen und gelblichgrauen mergeligen Tonschiefern und Tonmergeln. Doch gibt LAZAR von hier nunmehr ausschliesslich Formen der dünnschaligen Fauna an:

Limnocardium lenzi HOERN.
» *syrmiense* HOERN.
» *undatum* REUSS.
Congeria banatica HOERN.
Planorbis ponticus LÖR.
Velutinopsis nobilis REUSS.

2. eine obere Serie grober Schotter mit zwischengelagerten hellgrauen Sanden und dünnen tonigen Mergelstreifen. Die Schotter sind sehr fossilreich: *Congeria subglobosa*, *Cong. zsigmondyi*, *Unio halavatsi*, *Melanopsis impressa bonelli*, *Mel. vindobonensis*, *Mel. pygmaea*, *Cerithium*.

Gegen das Beckeninnere wird die obere grobschotterige Serie feinkörniger und geht in gelbe und graue glimmerige Sande über. In diesen oberen sandigen Schichten fand LAZAR keine Versteinerungen.

Weiter östlich von hier über Poplaca bis Săcădat wird nach HALAVÁTS (1912 und 1913) der untere Schichtkomplex der pontischen Ablagerungen auch aus blaugrauen Tonen und Mergeln gebildet. Sie enthalten bei Săcădat (HALAVÁTS 1913) *Congeria banatica* und *Limnocardium syrmiense*. Darüber folgen grobe, stellenweise schotterige Sande mit *Congeria ornithopsis*, *partschi*, *ramphophora*, *Melanopsis bonelli*, *vindobonensis*, *bouei*. Darüber folgt abermals sandiger, toniger Mergel mit *Congeria banatica*. Über diesem unterpontischen Komplex folgen dann die mächtigen oberen Sande, die in ihren oberen Teilen auch Schotter zwischengelagert haben und weiter westlich bei Veștem, Mohu aber stark schotterig werden.

OSTRAND

Am Ostrand des Beckens können die pontischen Schichten aus dem Süden von Lueta nach Norden bis Borgo-Prund in einem nur wenig unterbrochenen Zug verfolgt werden. In ihrer ganzen Längserstreckung fallen sie unter die Andesittuffe und Andesitagglomerate der Hărghita, der Munții Giurgeului und des Căliman ein. Im unteren Horizont sind im allgemeinen Mergel und mergelige Sande vorherrschend, im oberen Horizont schotterige Tone, schotterige Sande und Schotter. Häufig sind dünne Lignitlagen. So folgen östlich von Odorhei über steil aufgerichtetem sarmatischem Konglomerat ruhig und flach gelagert mächtige, pontische Mergel mit kleinen Lignitflözen, darüber Mergel mit Limnocardien, darüber wechsellagerend Sand, Sandstein, Konglomerat mit *Melanopsis fossilis* und dickschaligen Congerien.

Institutul Geologic al României

OBERE CONGERIENSCHICHTEN

Nach LÖRENTHEY (1912, S. 280 ungar. Text) und anderen sollen im Siebenbürgischen Becken nur die Unteren Congerienschichten abgelagert worden sein. Aus dem Oberpont dagegen sollen nur noch « kontinentale » Bildungen festgestellt werden können. Ein sicherer Nachweis terrestrer oberpontischer Bildungen im Siebenbürgischen Becken ist mir bisnoch aber nicht bekannt, doch kann bei näherer Untersuchung und zuverlässiger Durcharbeitung des paläontologischen Materiales auch im Siebenbürgischen Becken ein Teil der Congerienschichten sich als Obere Congerienschichten erweisen. Dies wird vor allem durch die Untersuchungen von HALAVÁTS wahrscheinlich gemacht. So veröffentlichte HALAVÁTS (1906; HALAVÁTS und ROTH, 1910) von Mercurea folgendes Profil aus dem Hangenden sarmatischer Sande:

1. Gut geschichteter gelber Ton mit *Congeria subglobosa*, *Melanopsis fossilis*, *Unio* sp.

2. In den oberen Partien des Tones treten Schotter- und Sandlinsen mit fluviatiler Struktur auf. In einer Tonschichte fand HALAVÁTS *Congeria zsigmondyi*, *Melanopsis fossilis*, *Limnocardium* aff. *brunnense* HOERN.

3. Darüber folgen in grosser Mächtigkeit graue und hellgelbe, lockere Sandschichten.

4. Darüber folgt bläulicher Ton und darüber gelber Tonmergel. In diesem oberen Teil der pontischen Ablagerungen finden sich im Aufschluss zwischen den Weinbergen nördlich von Mercurea seltene, schlechterhaltene, zerdrückte Fossilien:

Congeria markovici BRUS.
» sp.
Limnocardium sp. (cf. *apertum* MÜNST.)
Limnocardium sp. (cf. *wurmbi* LÖR.)
Sphaerium sp.
Salicophyllum (aff. *Salix petandra* L.)

Diese oberen Schichten entsprechen somit nach ihrer Fauna dem Rhomboidea-Horizont.

Im selben Jahr beschrieb HALAVÁTS (1910) aus dem Gebiet von Ruși und Vesăud aus dem Hangenden toniger Schichten mit *Congeria banatica* einen mächtigen Komplex grauer, glimmeriger, grober Sande mit dünnen Tonschichten. Nach oben treten stellenweise dünne Schotterschichten auf. Diese oberen Schichten stellte HALAVÁTS ins obere Pont. Aus dem gleichen, westlich von Slimnic aufgeschlossenen Sandkomplex bestimmte er aus zwischengelagertem Tonmergel folgende Fauna:

Congeria markovici BRUS.
Limnocardium majeri HOERN.
» *undatum* REUSS
Limnocardium cf. *arcaceum* BRUS.
Pisidium sp.
Limnaeus nobilis REUSS.

1911 beschrieb HALAVÁTS aus der Gegend von Buia, Vurpăr usw. aus dem Hangenden toniger Schichten mit *Congeria banatica* graue und gelbe,

Institutul Geologic al României

glimmerreiche, feinere und gröbere Sande mit zwischengelagerten dünnen tonigen Streifen. Nach Süden werden die Sande grobkörniger, Konglomerate treten auf. Die Konglomerate bilden Linsen in den groben Sanden und verleihen den Ablagerungen fluviatile Struktur.

Im oberen Teil der schotterigen Ablagerungen fand HALAVÁTS in einer mächtigen tonigen Sandschichte *Limnocardium* cf. *arcaceum* BRUS. Es ist nach HALAVÁTS die gleiche Schichtserie wie bei Mercurea und Slimnic. Das oberpontische Alter dieses Komplexes wird somit auch hier bestätigt.

Diesem von HALAVÁTS auch paläontologisch belegten oberpontischen Komplex entspricht wahrscheinlich der von VANCEA (1942) aus dem südwestlichen Teil des Siebenbürgischen Beckens beschriebene obere sandige Komplex. So erwähnt er auf dem Berge Şoimuş aus dem Hangenden eines Mergelkomplexes mit reicher Fauna (*Congeria banatica*, usw.) weissliche kompakte, gebankte Sande mit grossen Muskovitschuppen und zwischengelagerten dünnen Mergelschichten mit kleinen Cardiaceen. Die Sande haben hier eine Mächtigkeit von 60 m. Gegen das Innere des Beckens nehmen sie an Mächtigkeit zu und erreichen in der Synklinale von Micăsasa, ferner in der Synklinale von Dumbrăveni eine Mächtigkeit bis zu 200 m. Im Randgebiet fehlt nach VANCEA dieser obere Sandhorizont.

Einer Parallelisierung dieser oberen Sande mit dem Oberpont würde allerdings die Angabe VANCEAS (1938), dass diesen oberen Sanden in der Synklinale von Dumbrăveni schotterige-konglomeratische Schichten mit *Congeria partschi* zwischengelagert sind, ebenso auch die von CIUPAGEA (1935) aus dem Gebiet nördlich von Copşa Mica veröffentlichten Daten, laut denen bei Proştea Mare diesen oberen Sanden ein Konglomerat mit *Congeria partschi*, *Melanopsis fossilis*, *vindobonensis*, *impressa* zwischengelagert ist, widersprechen. Doch kommt gerade im letzteren Fall laut CIUPAGEA dies Konglomerat mit der unterpontischen Fauna nur im unteren Teil der Sande vor und VANCEAS Angabe dürfte wohl die gleichen Vorkommen meinen, da er auch Proştea in diesem Zusammenhang erwähnt. So dass der mächtige darüber liegende Sandkomplex trotz allem dem oberen Pont angehören kann.

Eine Revision des Oberpont von HALAVÁTS, sowie eine Abgrenzung der Schichten, die zu diesem Oberpont zu stellen sind, bleibt eine Aufgabe für später.

Institutul Geologic al României

IV. DIE MÄOTISCHE STUFE (INOSTRANZEV, 1887)

A) DIE ENTWICKLUNG DES BEGRIFFES IN RUSSLAND

ABICH unterschied auf der Halbinsel Kertsch als Stufe e den Kalkstein von Kertsch. Dieser Kalk wurde bis ABICH von allen Autoren, die die Halbinsel besuchten (VERNEUIL, HUOT, ABICH) als Steppenkalk bezeichnet.

R. HOERNES (1874, S. 50) wies darauf hin, dass die Etage e im Profile ABICHS eine gemischte Fauna von marinen und brackischen Conchylien enthalte. Zu den Cerithien und Rissoen gesellen sich Congerien und Cardien hinzu, welche bereits den Übergang zu der Fauna der höheren Etage bilden. HOERNES spricht sich gegen eine Vereinigung dieser Etage e (oberer Muschelkalkstein von Kertsch) mit den höheren brackischen Schichten der Etage f aus und hält es für besser, diesem Bindeglied zwischen den sarmatischen und den Congerienschichten, welches jedenfalls aus einem Wasser abgelagert wurde, dessen Aussüssung zwischen dem sarmatischen Meer und dem Binnensee der Congerienschichten die Mitte hielt, eine selbständigere Stellung zuzuweisen.

So hat HOERNES (nicht aber SINZOV) die stratigraphische Selbständigkeit dieser Stufe zuerst festgestellt und sie als Übergang, als Bindeglied zwischen Sarmat und Congerienschichten aufgefasst. Dass HOERNES hier den Kalk von Kertsch irrtümlich mit dem Kalk von Odessa parallelisierte, wie das in der Literatur vor ihm allgemein gehandhabt wurde, spielt in diesem Zusammenhang keine Rolle. HOERNES hat den Kalk von Odessa selber nicht untersucht und äusserte sich nur auf Grund der Literatur über ihn. Über den Kalk von Kertsch äusserte er sich aber auf Grund eigener Untersuchungen und weist ihm eine selbständige Stellung als Übergangsstufe zu.

Dass diese von R. HOERNES gemachten Feststellungen laut ANDRUSOV (1906, S. 290) von den russischen Geologen nicht zur Kenntnis genommen wurden und SINZOV 1883, also 10 Jahre später angeblich ganz unabhängig von HOERNES, für Odessa die gleiche Idee neu entwickeln musste, daran trägt jedenfalls HOERNES keine Schuld. 1883 hatte SINZOV von verschiedenen Punkten Bessarabiens und des Gouvernements Cherson Bildungen zwischen

Institutul Geologic al României

Sarmat und Pont nachgewiesen, die ein eigentümliches Gemisch beider Faunen enthält, zu denen sich noch viele eigentümliche Arten dazugesellen. Er fasste diese Bildungen, so wie den Kalkstein von Kertsch als Bindeglied zwischen sarmatischen und pontischen Schichten auf.

1886 (S. 134) meinte auch ANDRUSOV, dass der Kalkstein von Kertsch (Stufe e ABICHS) als eine besondere zwischen Sarmat und Pont vermittelnde Bildung ausgeschieden werden müsse, ebenso wie die in gleicher stratigraphischer Stellung befindlichen Schichten Bessarabiens und Chersons, die viele Formen mit dem Kalkstein von Kertsch gemeinsam haben, sowie ähnliche Übergangsmerkmale zeigen. Er bezeichnete damals noch diese Bildungen als vorpontische Stufe und gliederte den Kalkstein von Kertsch in drei Horizonte:

1. Schichten mit *Dreissensia novorossica.*
2. Schichten mit *Dreissensia sub-Basteroti.*
3. Kalkstein mit *Dosinia exoleta, Cerithien* usw.

1890 schreibt ANDRUSOV (S. 316), er hätte in einer früheren Arbeit das Zeitalter des Kalksteines von Kertsch « vorpontisch » genannt. Nachdem er aber zusammen mit INOSTRANZEV erkannt habe, dass diese Bezeichnung ungeeignet sei, bezeichne er diese Stufe j e t z t als mäotisch. Der Kalkstein von Kertsch enthalte eine Fauna, in der Elemente der pontischen Fauna von kaspischem Typus und solche der sarmatischen Fauna vom Typus jener des Schwarzen Meeres gemischt auftreten, ähnlich wie im Azowschen Meere, wo heute eine Mischfauna der Elemente des Kaspischen und des Schwarzen Meeres lebe. Das Azowsche Meer wurde aber im Altertum von den Griechen « Maeotis » genannt.

1906 aber schreibt ANDRUSOV (Mäotische Stufe, S. 291), er hätte den Namen Mäotische Stufe 1886 zum erstenmal gebraucht und 1887 sei er von INOSTRANZEV in sein Lehrbuch der Geologie aufgenommen worden. In seiner Arbeit über « Die Schichten von Kamyschburun und der Kalkstein von Kertsch », die 1886 erschien, verwendet ANDRUSOV jedoch konsequent die Bezeichnung « vorpontische Stufe ». Da mir aus dem Jahr 1886 keine andere Arbeit ANDRUSOVS über diesen Gegenstand bekannt ist, ANDRUSOV aber nicht angibt, wo er 1886 den Namen « Mäotische Stufe » veröffentlicht hat, erscheint es nicht ausgeschlossen, dass hier eine Verwechselung vorliegt und dass tatsächlich INOSTRANZEV als Autor des Namens der Mäotischen Stufe zu betrachten ist.

1906 gliederte ANDRUSOV die Mäotische Stufe nur in zwei Unterabteilungen:

1. obere mäotische Schichten mit *Congeria novorossica* und *Cong. panticapaea* ANDR. (= *Dreissensia sub-Basteroti* ANDR. non TOURN.). Früher hatte er innerhalb dieser Schichten auf der Halbinsel Kertsch zwei Unterabteilungen unterschieden, doch sei die Grenze zwischen diesen zwei Unterab-

Institutul Geologic al României

teilungen auch auf der Halbinsel Kertsch nicht überall scharf und ausserhalb der Halbinsel werde die Unterscheidung schwer.

2. untere mäotische Schichten oder Dosinienschichten mit *Dosinia maeotica* ANDR. (non *Dosinia exoleta* L.).

B) DIE WEISSEN MERGEL IN KROATIEN UND SLAWONIEN

Die mächtigen Süsswasserablagerungen der « Weissen Mergel » in Slawonien hat zuerst STUR (1862) und nachher vor allem PAUL (1870) beschrieben und sie den sarmatischen Ablagerungen gleichgestellt.

Aus dem Liegenden dieser Weissen Mergel bespricht STUR (S. 294) auch typische Kalke der sarmatischen Stufe bei Ober Lipovac mit:

Cerithium pictum BAST.
» *rubiginosum* EICHW.
Mactra podolica EICHW.
Ervilia podolica EICHW.
Cardium vindobonensis PARTSCH

Bezüglich des Konglomerates von Pakrac macht STUR (S. 289) auf Hohlräume aufmerksam, die nach ihm *Cerithium rubiginosum* und *C. plicatum* angehören. Die dem *Cerithium plicatum* zugeschriebenen Hohlräume bestimmte R. HOERNES (1874) nachher als *Cerithium disjunctum*. Nach ihm kann der Weisse Mergel höchstens dem o b e r s t e n Niveau der Cerithienschichten gleichgestellt werden.

FOETTERLE (1871) betrachtete die « Weissen Mergel » als ein selbständiges, zwischen den Cerithienschichten und den Congerienschichten zu bedeutender Entwicklung gelangtes Glied der oberen Tertiärablagerungen.

Nach NEUMAYR und PAUL (1875) bilden die Weissen Mergel in Westslawonien das mächtigste und verbreitetste Neogenglied. Sie besitzen auch ausserhalb Westslawoniens eine weite Verbreitung: im Moslaviner Gebirge, am Südhang des Sleme-Gebirges bei Agram usw.

Die Weissen Mergel liegen nach NEUMAYR und PAUL über Cerithienkalk und gehen langsam in denselben über. Wo Cerithienschichten fehlen, folgen die Weissen Mergel direkt und konkordant über dem Leithakalk. Die Grenze der Weissen Mergel nach oben ist dagegen stets scharf. Ein Zusammenhang mit den überlagerenden jüngeren neogenen Bildungen ist nirgends feststellbar. Dagegen bestehen mindestens lokale Transgressionen der jüngeren Brack- und Süsswasserschichten über die Weissen Mergel.

GORJANOVICI-KRAMBERGER (1890, 1901) bezeichnete nachher die « Weissen Mergel » des Agramer Gebirges als « Vorpontische Stufe ». Sie enthalten hauptsächlich Limnaeen und Planorben, ausserdem kleine Cardien von degeneriertem sarmatischem Typus. Sie liegen zwischen den sarmatischen und pliozänen Bildungen.

Institutul Geologic al României

Aus den praepontischen Mergeln des Agramer Gebirges erwähnt GORJANOVICI-KRAMBERGER (1890) folgende Formen:

Limnaea croatica KRAMB.
» *extensa* KRAMB.
Planorbis praeponticus KRAMB.
» *dubius* KRAMB.
» cf. *transilvanicus* NEUM.
Valvata cf. *variabilis* FUCHS
» *vrabceana* KRAMB.
Micromelania striata KRAMB.
Orygoceras brusinae KRAMB.
» *levis* KRAMB.
Cardium obsoletum protractum EICHW.
» *praeponticum* KRAMB.
» *plicataeformis* KRAMB.
» *cekusi* KRAMB.
Congeria sp.
Hydrobia sp.

Am Nordabhang der Fruska Gora in Syrmien treten die Weissen Mergel auch in grosser Mächtigkeit auf. Sie wurden von O. LENZ (1873) und A. KOCH (1895, 1903) beschrieben und ins Sarmat gestellt.

Die breite Zone des Leithakalkes wird am nördlichen Abhange des Gebirges durch ein schmales Band von sarmatischem Kalk und Mergel eingesäumt. In der östlichen Hälfte des Gebirges fallen der Leithakalk und der sarmatische Cerithienkalk sehr steil ein und sind zum Teil sogar überkippt. Die Schichten des Weissen Mergels dagegen legen sich diskordant, fast horizontal darüber. Die grossen tektonischen Bewegungen erfolgten nach KOCH daher nach Ablagerung des Cerithienkalkes und vor Ablagerung der Weissen Mergel, die KOCH aber auch noch ins Sarmat stellte. Über dem Weissen Mergel, der also bereits nach der starken tektonischen Bewegung abgelagert wurde, «folgt in konkordanter Lagerung die kaum geschichtete, vertikal zerspaltene, mächtige Ablagerung des der unterpannonischen Stufe angehörigen Beočiner Zementmergels». Dass die höheren, petrefaktenreichen Schichten von Beočin (die Valenciennesien-Mergel) nicht mehr zu den Weissen Mergeln gehören, sondern ein Äquivalent der Congerienschichten sind, wurde bereits von R. HOERNES (1874) nachgewiesen.

Mit den Weissen Mergeln identifizierte LÖRENTHEY (1894) nachher Bildungen aus dem Gebiet von Şimlăul Silvaniei und von Lopadea. GORJANOVICI (1897, S. 557) dagegen wies nach, dass LÖRENTHEYS Unterpont mit dem Beočiner Zementmergel zu parallelisieren sei und stellte in seiner Arbeit über die Valenciennesiiden (1923) die Weissen Mergel neuerdings ins Liegende des Unterpont, seiner Schichten mit Provalenciennesia, und betont, dass den Weissen Mergeln sowohl *Undulotheca* als auch *Provalenciennesia* noch fehlen. Die Mergel von Beočin mit *Congeria banatica*, *Limnocardium lenzi*, *Provalenciennesia* usw. bilden demnach einen höheren Horizont als die praepontischen Weissen Mergel.

Wie wir aus obigen Darlegungen sehen, treten die Weissen Mergel in verschiedenen Gebieten scheinbar in engster Verbindung mit den sarmatischen Cerithienschichten auf und wurden dort auch als Süsswasserfazies zum Sarmat gestellt. FOETTERLE betrachtete sie aber als selbständiges Glied der

Institutul Geologic al României

oberen Tertiärablagerungen, das sich zwischen die Cerithienschichten und Congerienschichten einschaltet. Ähnlich GORJANOVICI-KRAMBERGER im Agramer Gebiet. In der Fruska Gora bei Beočin dagegen liegen die Weissen Mergel diskordant über steileinfallendem Torton und Sarmat und gehen nach oben in konkordanter Lagerung allmählich in die unterpontischen Beočiner Zementmergel über.

Wenn daher auch vorläufig eine genaue stratigraphische Abgrenzung der Weissen Mergel nicht möglich erscheint, spricht doch viel für die Auffassung FOETTERLES und GORJANOVICI-KRAMBERGERS. Darnach können aber die Weissen Mergel nur mit dem Mäot parallelisiert werden.

Die Weissen Mergel Kroatiens und Slawoniens sind die einzigen Bildungen, die im Mittleren Donaubecken als Vertreter des Mäot aufgefasst werden können. Bildungen, die den Weissen Mergeln stratigraphisch gleichgestellt werden könnten, sind aber in den übrigen Teilen des Mittleren Donaubeckens bisnoch nicht bekannt.

Institutul Geologic al României

V. DIE ÜBERGANGS-SCHICHTEN (FUCHS, 1875)

EINLEITUNG

Die Vorkommen, die im Mittleren Donaubecken als « Übergangsschichten » bezeichnet werden, gehören, wie ich das schon früher nachwies (1935), teils ins Sarmat, teils in die Unteren Congerienschichten. Die in der bisherigen Literatur behandelten Vorkommen gehören überwiegend zu dem Komplex der Congerienschichten. Sie wurden als die auffallenderen häufiger beobachtet und vermerkt. Doch ist auch die Beimengung sarmatischer Süsswasserformen in die sarmatische Brackfauna, also dem Sarmat zwischengelagerte « Übergangschichten », eine Erscheinung, die sicher viel häufiger ist, als das auf Grund der bisherigen Literatur den Anschein hat.

A) OSTMARK

1. DEM SARMAT ZWISCHENGELAGERTE « ÜBERGANGSSCHICHTEN»

WIENER BECKEN

UMGEBUNG VON WIEN

Von den drei Brunnenprofilen, in denen Fuchs (1875) eine Grenzschichte mit gemischter Fauna angibt, fällt das Brunnenprofil Nr. 48 ganz besonders auf:

Über Sarmat liegt sandiger Tegel mit gemischter Fauna (zahlreiche sarmatische Formen, sowie *Melanopsis impressa* und *Congeria « triangularis »*), darüber Sand mit reicher sarmatischer Fauna.

Darüber folgt feiner Sand mit Geröllen und grösseren abgerollten Blöcken und Fauna der Congerienschichten *(Melanopsis fossilis, Congeria « triangularis »)*.

Auf Grund dieses Profiles muss der sandige Tegel mit gemischter Fauna hier noch ins Sarmat gestellt werden.

Institutul Geologic al României

Ebenso würde ich die Schichte mit gemischter Fauna aus Bohrung Nr. 52 ins Sarmat stellen. Über tegeligem Sand mit Geröllen und sarmatischen Fossilien liegt sandiger Tegel mit sarmatischer Fauna sowie mit *Melanopsis impressa* und *Congeria « triangularis »*, zum Teil mit Lignit.

Darüber folgen die Congerienschichten: Tegel und sandiger Tegel mit Lignit.

Grosses Interesse kommt TAUBERS Darstellung (1939) der « Übergangsschichten » bei Wien zu. Nach ihm liegen in Schönbrunn bei Wien, westlich der Gloriette im Fasangarten:

1. oben feiner gelber Sand, der stellenweise Sandsteinkonkretionen führt, mit folgender Fauna:

Melanopsis fossilis GMEL. (s)
» *impressa* KRAUSS (h)
» cf. *vindobonensis* FUCHS (s)
Planorbis tenuis FUCHS (ss)
Cardium sp. (hh)
Congeria ornithopsis BRUS (hh).
» *simulans* BRUS. (2 Exemplare, grösser als die von FUCHS aus Wiesen abgebildeten, aber kleiner als die von Rădmănești).

Nach unten geht dieser Sand in grobe, gelbe Sande mit grossen vollkommen gerundeten Flyschgeröllen (20—30 cm Durchmesser), die stellenweise zu Konglomerat verkittet sind, über. Es ist nach TAUBER derselbe Schotter, der nach SCHAFFER oft an der Basis der Congerienschichten auftritt.

2. Darunter folgt 3 m mächtiger fossilleerer, graugrüner Tegel mit braunen Flecken, der vollkommen dem oberen sarmatischen Tegel gleicht. Nach TAUBER ist es unklar, ob dieser Tegel schon zur Zone mit *Congeria ornithopsis* oder noch zu den Übergangsschichten zu zählen ist.

3. Darunter liegt eine Folge von dünnen, 2—10 cm starken Sandsteinplatten mit geringen Sandzwischenlagen. Der Sandstein enthält Flyschgerölle bis 1 cm Durchmesser. Hauptsächlich besteht er aus feinen bis groben, wohlgerundeten Quarzkörnchen. Er führt zum Teil reichlich Molluskenabdrücke:

Modiola volhynica EICHW. (s)
Congeria ornithopsis BRUS. (hh)
Cardium sp. (h)
Cerithium sp. (s) kleine Form.
Melanopsis sp. (s) kleine Form.
» *impressa* KRAUSS (1 Exempl.)

Cerithium und Modiola sind nicht abgerollt, daher handelt es sich nach TAUBER um eine Mischfauna; ihr Muttergestein gehört also den « Übergangsschichten » (= Zone der *Melanopsis impressa* im Sinne FRIEDLS). an. Der Sandstein der Übergangsschichten besitzt keine grössere Verbreitung und ist in der Regel schotterig.

Darunter folgt 40 cm fossilleerer, gelber Sand.

Institutul Geologic al României

4. Zu unterst liegt sarmatischer Tegel mit:

Paphirus gregarius PARTSCH
Limnocardium obsoletum EICHW.
» *plicatum* EICHW.
Modiola marginata EICHW.
» *volhynica* EICHW.
Mactra podolica EICHW.
Cerithium sp.
Trochus sp.
Gibbula picta EICHW.

Wer dies Profil näher studiert, wird auf Grund der von TAUBER selber gegebenen Daten (nicht Interpretationen) die Grenze Pont/Sarmat nur zwischen die an der Basis grobschotterigen Sande (Schichtlage Nr. 1) mit einer limnischen Fauna der Unteren Congerienschichten, und den Tegel (Schichtlage Nr. 2) ziehen können, der dem sarmatischen Tegel vollkommen gleicht.

Damit gleichen die Verhältnisse hier vollkommen denen bei Wiesen, wo auch über den « Übergangsschichten » noch eine Schichte folgt, die nach HOERNES eine sarmatische Fauna enthält. Die aus der Lage Nr. 3 als häufig erwähnte *Congeria ornithopsis* wird wohl noch überprüft werden müssen. Diese Verhältnisse gleichen ausserdem vollkommen denen, die FUCHS für die Brunnenbohrung Nr. 48 angegeben hat.

Damit erweist sich auch bei Wien die « Übergangsschichte » zum Teil als Einlagerung mit gemischter Brack- und Süsswasserfauna in sonst im allgemeinen brackisches Untersarmat, über dem die Unteren Congerienschichten mit groben Schottern beginnen. Dies wäre, glaube ich, eine natürlichere Deutung des von TAUBER gegebenen Profiles.

Wir werden uns daran gewöhnen müssen, dass während dem ganzen Miozän in den Randgebieten des grossen Beckens sehr ähnliche oder auch identische Formen der Congerien und Melanopsiden usw. gelebt haben wie die, die nachher zur Zeit der Unteren Congerienschichten vom ganzen Becken Besitz ergreifen.

Mit der Auffassung, dass es sich hier um eine limnische Einschwemmung im Randgebiet des sarmatischen Brackwasser-Beckens handelt, stimmt auch sehr gut die Feststellung TAUBERS, dass diese sandigen Schichten nur eine geringe Ausdehnung haben. Eine Feststellung, die allgemein für alle ähnlichen Vorkommen gilt.

BURGENLAND

MATTERSBURGER BECKEN

DRASSBURG-ZEMENDORF

HOERNES kommt in seiner Arbeit über « Die vorpontische Erosion » (1900) auch auf die Vorkommen von Drassburg zu sprechen. Die sarmatischen Schichten werden hier durch unregelmässig angelagerte Sande und Schotter überdeckt, die in grosser Menge *Melanopsis impressa*, daneben aber auch

Institutul Geologic al României

zahlreiche brackische sarmatische Fossilien führen. HOERNES gibt von hier folgende Fauna an:

Buccinum duplicatum SOW. (21 Exp.)
» cf. *neugeboreni* HOERN. u. AUING. (1 Exp.)
Murex sublavatus BAST. (3 Exp.)
Pleurotoma sotteri MICHT. (2 Exp.)
» *doderleini* HOERN. (2 Exp.)
Cerithium rubiginosum EICHW. (11 Exp.)
» *mitrale* EICHW. (= *pictum*) (94 Exp.)
» *disjunctum* SOW. (30 Exp.)
Melanopsis cf. *bouei* FÉR. (14 Exp.)
» *impressa* KRAUSS (ausgewachsen) (77 Exp.)
» » » (juv.) (49 Exp.)
Neritina sp. (1 Exp.)
Planorbis sp. (2 Exp.)
Helix sp. (zahlreiche Fragmente).

Ausserdem spricht HOERNES von einer *Congeria hoernesi* BRUS. und von denselben Hydrobien und Liobaicalien wie in Zemendorf.

Mit *Murex sublavatus* und den *Pleurotomen* wird man aus dieser Fauna kaum etwas anderes als Untersarmat machen können.

Bei Zemendorf folgt nach HOERNES (1897) über sarmatischen Sanden mit *Cerithien*, *Mactra podolica* und *Tapes gregaria* feinkörniger Sand und Sandsteinbänke mit Steinkernen einer grossen gekielten Congeria und in einem feinen Sand neben zahlreichen « echten » sarmatischen Fossilien auch *Melanopsis impressa* KRAUSS.

HOERNES meint, man könnte annehmen, dass die sarmatischen Fossilien hier alle umgelagert seien und die Schichte zum Pont zu rechnen sei. Dagegen spricht aber, dass gerade die Melanopsiden in höherem Grade Spuren der Abrollung zeigen. Es habe daher auch die Meinung viel für sich, dass die sarmatischen Formen zur Zeit der Bildung der in Rede stehenden Schichte an Ort und Stelle gelebt haben, gleichzeitig mit ihnen aber auch Süsswasserformen, welche Vorläufer der eigentlichen pontischen Typen waren.

Über diesen Schichten folgt rotgelber Sand mit *Melanopsis bouei*, *fossilis*, *vindobonensis* und zahlreichen anderen Fossilien der Pontischen Stufe.

Nach WINKLER (1928, S. 69) gehen die sarmatischen Schichten « im Gebiet von Drassburg-Baumgarten in sarmatisch-pontische Grenzschichten über (Mischfauna von Cerithien mit Melanopsiden) und werden schliesslich von pontischen Sanden und Tegeln, die sich nach SUESS und HOERNES taschenförmig den ersteren einlagern, überdeckt ».

WIESEN

Ähnlich wie bei Drassburg-Zemendorf liegen die Verhältnisse in den « Übergangsschichten » bei Wiesen. Mit diesen von R. HOERNES (1878, 1897

Institutul Geologic al României

und 1903) und von HILBER V. (1883) bearbeiteten Vorkommen beschäftigte sich neuerdings A. PAPP (1939).

HOERNES hatte in den obersten Schichten der im Steinbruch bei Wiesen aufgeschlossenen sarmatischen Bildungen eine wenig mächtige Schichte von Geröllen (grobe Geschiebe von Alpenkalk, dann gerundete, oft mehrere Dezimeter grosse Massen von sarmatischen Gesteinen, von einem Habitus, wie er in der Gegend nicht bekannt ist) festgestellt. In dieser Geröllschichte sind häufig a b g e r o l l t e Gehäuse der *Melanopsis impressa* und kleine Congerien (Brut) vom Typus der *Congeria triangularis*, nach HOERNES wahrscheinlich zu *Congeria hoernesi* BRUS. gehörig, die in Höhlungen der löcherigen Gerölle der Bryozoen- und Serpulakalke sitzen.

Über dieser ganz wenig mächtigen Bank folgen noch typische sarmatische Sande mit *Cerithien*, *Cardium obsoletum*, *Mactra podolica* usw. Nach HOERNES ist es an dieser Stelle ganz klar, dass es sich hier um eine fluviatile Einschwemmung von Süsswasserconchylien in das sarmatische Binnenmeer handele. « Diese Schichten entsprechen offenbar anderweitigen Einschaltungen in den obersten Teilen der sarmatischen Schichten, welche ähnliche Lagerungsverhältnisse und gleichfalls Einschwemmungen von Congeria und Melanopsis zeigen ».

So klar die Verhältnisse hier von HOERNES dargestellt sind, so unmöglich ist sein Versuch, diese ½ m starke fluviatile Einschwemmung in den sarmatischen Schichten mit dem Mäot zu parallelisieren.

Ganz ähnlich wie HOERNES äusserte sich HILBER (1883) über diese Vorkommen. Über dem Konglomerat und Sandstein mit sarmatischen Fossilien, ferner mit *Melanopsis impressa* und *Congeria* cf. *triangularis* folgt nochmals Sand mit reiner sarmatischer Fauna. Daher muss *Melanopsis impressa* und *Congeria* cf. *triangularis* zur gleichen Zeit bereits gelebt haben wie die sarmatischen Formen der Schichten, denen obige Konglomeratschichte zwischengelagert ist, sie wurden aber aus anderen Faziesgebieten in die sarmatische Lokalfauna von Wiesen eingeschwemmt. « Zu unterscheiden ist die Mengung der Formen der sarmatischen und der pontischen Stufe, welche die Herrn FUCHS und KARRER in ihren bekannten Studien mehrfach hervorheben, insoferne, als wir es in den von diesen Forschern erörterten Fällen mit einer Mischung an dem Kontakte beider Stufen zu tun haben, während in unserem Falle über den Schichten mit der Gemengfauna nochmals eine in der Fazies verschiedene Bildung mit rein sarmatischer Fauna auftritt ». (Fussnote S. 30.)

Nach A. PAPP (1939) bestehen die Grenzschichten bei Wiesen aus einer 50 cm mächtigen Schichte mit runden Blöcken, Schottern und Bruchschill, scharf gegen feine Sande im Liegenden und Hangenden abgegrenzt. Häufig sind *Ervilia podolica* neben *Cerithien*, ferner « tortone Reliktformen » neben einer Anzahl von Arten, die auf weit vorgeschrittene Aussüssung des Meeres schliessen lassen. Bei einigen Exemplaren ist das allochthone Vorkommen

Institutul Geologic al României

aus dem Erhaltungszustand leicht kenntlich: *Pirenella picta* var. *mitralis* EICHW., *Irus gregarius* PARTSCH, *Cerithium rubiginosum*, *Pleurotomen.* Die übrigen Arten sind zum Teil vorzüglich erhalten. Es kommen fast alle Fossilien sowohl des älteren als auch des jüngeren Sarmat hier vor, ausserdem:

Melanopsis impressa KRAUSS
» *bouei* FÉR.
» sp.
Congeria simulans BRUS.
Hydrobia sopronensis HOERN.

Da *Melanopsis impressa* und « *Mel. bouei* » von PAPP (Tabelle S. 334) schon für die Mactra-Schichten als sehr häufig angegeben werden, bilden sie kein stratigraphisches Charakteristikum für die Grenzschichte, sondern kommen schon in einwandfrei sarmatischen Schichten vor. *Hydrobia sopronensis (= Caspia ambigua)* kommt massenhaft im Untersarmat von Soceni vor. Es bliebe *Congeria simulans* BRUS. Doch gibt PAPP selber diese Form auch aus Spirorbiskalken der Mactra-Schichten an (S. 332) und meint, dass das autochthone Vorkommen dieser Art, die früher als *Congeria triangularis* PARTSCH bestimmt wurde, für das Sarmat damit gesichert sei, eine stratigraphische Bedeutung ihr aber nicht zukomme. Die von PAPP aber als *Congeria simulans* BRUS. abgebildeten Formen (*l. c.*, Taf. IX, Fig. 6—7) gehören, soweit die Abbildungen das zu beurteilen gestatten (ich nehme an, dass diese Formen, trotz der Fussnote zur Tafelerklärung, in natürlicher Grösse abgebildet sind, siehe Bemerkung S. 357), zu zwei verschiedenen Arten, von denen die in Figur 7 abgebildete Form allem Anscheine nach zu der Form gehört, die ich aus dem Untersarmat von Soceni als *Congeria carasi* n. sp. beschreibe, während das in Fig. 6. dargestellte kleine Exemplar wahrscheinlich zu der *Congeria soceni* n. sp. gestellt werden muss.

Nach all dem erscheint es vollkommen berechtigt, diese Grenzschichte ins Sarmat zu stellen, obwohl die Begründung PAPPS nicht einleuchtet. Er beruft sich auf die Unterschiede zwischen den Melanopsiden und Congerien der Grenzschichte und denen der Unteren Congerienschichten. Er erwähnt aus der Grenzschichte *Melanopsis impressa* und *M. bouei*, die im Wiener Becken bisher eigentlich beide als Formen der Congerienschichten galten. Die einzige Congerienart, die er angibt, bestimmt er als *Congeria simulans* BRUS., die eine Form des oberen Pont von Rădmănești ist, auf Grund dieser Bestimmung also noch weniger etwas sarmatähnliches an sich hat.

Über dieser Grenzschichte folgen nach PAPP feine Sande, in deren unteren Partien noch vereinzelte Sarmatfossilien, meist Cerithien und Melanopsiden, vorkommen (S. 322), doch sollen diese Sande keine Ähnlichkeit mit älteren sarmatischen Ablagerungen haben. Die Grenzschichte soll die oberste sarmatische Ablagerung hier darstellen.

Institutul Geologic al României

Wohin diese Sande, die nach HILBER und nach HOERNES eine ausgesprochen sarmatische Fauna enthalten, aber eigentlich gestellt werden sollen, darüber äussert sich PAPP nicht.

SÜMEGHI (1939, S. 79; deutsch S. 172) stellt diesen ganzen Komplex aus dem Steinbruch von Wiesen (Rètfalu) in die Unteren Congerienschichten.

2. «ÜBERGANGSSCHICHTEN» VON DER BASIS DES PONT

WIENER BECKEN

UMGEBUNG VON WIEN

Mit der Darstellung, die FUCHS von seinen Übergangsschichten im Jahre 1875 gegeben hat, habe ich mich schon in meiner früheren Arbeit (1935) beschäftigt.

Von den von FUCHS bearbeiteten Wiener Brunnenprofilen kommen für die uns hier beschäftigende Frage nur die Brunnen Nr. 39—69 in Betracht, da die Brunnen 1—38 die Grenzschichte nicht erreichten und die Brunnen 70—123 schon in tieferen Schichten beginnen. Von den 31 Brunnen, die die Grenze Congerienschichten-Sarmat durchteuft haben, stellte FUCHS seine Grenzschichte mit gemischter Fauna bei folgenden Brunnen fest: Nr. 42, 48 und 52, also bei insgesamt drei Brunnen von 31. Bei allen anderen Brunnen liegen die Congerienschichten ohne die Grenzschichte direkt über sarmatischen Schichten. Somit handelt es sich bei der Grenzschichte keineswegs um eine durchgehende, allgemein verbreitete Schichte, sondern bloss um lokal engbegrenzte Vorkommen.

Bei den Brunnenprofilen Nr. 48 und 52 ist, wie wir sahen, (S. 298), die Schichte mit gemischter Fauna noch dem sarmatischen Komplex zwischengelagert. Nicht so bei dem Profil Nr. 42. Hier liegt über sarmatischem Tegel eine Schichte abgerundeter Steine mit zahlreichen *Melanopsis impressa*, dazwischen einige «*Congeria triangularis*». Darüber folgt Tegel mit gemischter Fauna.

Von grossem Interesse ist für uns auch die Ausbildung der unmittelbar über dem Sarmat folgenden Schichte. Diesbezüglich finden wir bei FUCHS noch für folgende Bohrprofile Angaben:

Nr. 39. Das tiefste sicher noch zu den Congerienschichten zu stellende Niveau liegt über fossilleerem Tegel und besteht aus einer Lage abgerundeter Steine und grösserer Blöcke, dazwischen eine grosse Menge von *Melanopsis fossilis*, *Mel. vindobonensis* usw. Darüber folgt ein Tegel mit feinverteiltem Lignit und dünnen Schwefelkieskrusten.

Nr. 43. Über grauem, sandigem Tegel voll sarmatischer Fossilien folgt grauer Tegel mit kleinen Cardien, Ostracoden, *Melania escheri*, Bythinia, Amnicola, Gehörknöchelchen von Fischen, sehr viel verkiesten

Institutul Geologic al României

Pflanzenresten und Schwefelkies. Darüber folgt eine Schichte grosser Gerölle von Wiener Sandstein, dazwischen *Melanopsis impressa.*

Nr. 53. Über hartem sarmatischem Tegel liegt Congerientegel mit feinverteilten, kohligen Resten.

Nr. 54. Über Sarmat liegt feinglimmeriger Tegel mit feinverteilten, verkiesten Pflanzenresten und mit Lignitspuren.

Nr. 60. Über Sarmat folgt Tegel mit viel Schwefelkies in Form von Pflanzenstengeln, darüber Tegel mit *Congeria « triangularis »* und darüber blauer Sand mit abgerundeten Steinen voll *Melanopsis fossilis* und *Mel. vindobonensis.*

Somit liegen von einer Anzahl Brunnen Daten vor über Lagen abgerundeter Steine, sowie feinverteilter Pflanzenreste und Lignitspuren, ferner viel Schwefelkies aus dem direkten Hangenden des Sarmat. Das Bild gleicht vollkommen dem, das KREJCI (1931, S. 75) von der tiefsten pontischen Bank in der Muntenia (Rumänien) zeichnet, die nur 10—20 cm mächtig und mit Schalendetritus von *Congeria novorossica* SINZ. erfüllt ist und die er als Aufbereitungsprodukt mäotischen Materiales ins Pont stellt. « Über dieser Bank — oder wo diese fehlt, im höheren Teil der molluskenarmen Mergel über der Grenze —, folgt häufig eine Zone mit Pyrit (feiner Pyritüberzug auf Fossilschalen, Konkretionen bis zu Hirse-, selten zu Linsengrösse) und vielen Fischschuppen. Zeichen stagnierenden Wassers, wie sie so häufig vor Ingressionen auftreten ».

« Eine ähnliche Rückstauung des Wassers zeigen die Grundflöze an z. B. die helvetischen steirischen Braunkohlen, über denen die Tortontransgression folgt ».

Nach FUCHS liegen in der Regel unmittelbar unter der Bank mit *Melanopsis impressa* und *« Congeria triangularis »* sarmatische Schichten, die mit bezeichnenden sarmatischen Bivalven vollkommen erfüllt sind. Eine ca 30—60 cm mächtige Grenzschichte, die neben den sarmatischen Bivalven in so grosser Menge *Melanopsis impressa* und *« Congeria triangularis »* enthält, dass die sarmatischen Arten mit denen der Congerienschichten in nahezu gleichem Verhältnisse gemischt vorkommen, findet sich nur bisweilen, dagegen sollen einzelne Exemplare der *Melanopsis impressa* und der *« Congeria triangularis »* in den obersten Lagen des sarmatischen Komplexes regelmässig zu finden sein.

Da die als *Melanopsis impressa* zusammengefassten Formen schon im Helvet auftreten und bis in die Oberen Congerienschichten hinaufgehen, ist mit *Melanopsis impressa* vorläufig stratigraphisch nicht viel anzufangen.

Ausführlicher beschrieb FUCHS dann 1876 das Vorkommen in der Nussdorfer Strasse. Er meint: « In der zweiten Ziegelei an der Nussdorfer Strasse kommt an der Grenze der Congerienschichten und sarmatischen Stufe eine

Institutul Geologic al României

Sandschichte vor, welche *Melanopsis impressa*, « *Congeria triangularis* » und eine grosse Menge sarmatischer Conchylien enthält. Es ist dies jene von mir bei einer anderen Gelegenheit so häufig erwähnte « Grenzschichte », welche an der Grenze dieser beiden Formationen so häufig aufzutreten pflegt. In dieser Sandschichte gelang es nun im verflossenen Jahre Herrn v. LETOCHA, eine nicht unbeträchtliche Anzahl vorzüglich erhaltener Exemplare der *Melanopsis vindobonensis* aufzufinden ».

« Die mir vorliegenden Exemplare zeigen sämtlich jenen aussergewöhnlich schönen Erhaltungszustand mit porzellanartiger Schale, welcher die übrigen Vorkommnisse dieser Sandschichte auszeichnet, und da es überdies gelang, in dem in ihrem Inneren erhaltenen Sande zahlreiche Foraminiferen und embryonale Spitzen von *Cerithium* aufzufinden, so kann wohl gar kein Zweifel darüber bestehen, dass diese Fossilien sich in der erwähnten Sandschichte wirklich auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte befanden ».

« Es geht hieraus aber hervor, dass *Melanopsis vindobonensis*, obwohl sie erst später ihre grösste Entwicklung erreichte, doch bereits unmittelbar beim Beginn der Congerien-Epoche neben der damals herrschenden *Mel. impressa* vorhanden war, und daher gewiss nicht erst nach und nach durch Vermittelung der *Mel. martiniana* aus derselben gezüchtet wurde ».

Somit stellt FUCHS dies Vorkommen an den Beginn der « Congerien-Epoche ». Er nimmt auf Grund der in den Schalen der *Melanopsis vindobonensis* gefundenen sarmatischen Foraminiferen und embryonalen Spitzen der Cerithien an, dass diese Formen zur Zeit der Ablagerung dieser « Grenzschichte » zusammen mit *Melanopsis vindobonensis* und *Congeria « triangularis »* im gleichen Wasser gelebt hätten. So begründet diese Annahme auf den ersten Blick erscheinen mag, ist sie doch keineswegs unbedingt richtig. Da *Melanopsis vindobonensis* im Gegensatz zu *Mel. impressa* aus sarmatischen Schichten bisher nicht bekannt geworden ist, kann es sich nur um eine Sandschichte handeln, die stratigraphisch einwandfrei zu den Congerienschichten gehört, so wie ja auch FUCHS sie zu den Congerienschichten rechnet. Die sarmatischen Fossilien, die der Sand nach FUCHS noch in grosser Menge enthielt, sind aber hier sicher auf sekundärer Lagerstätte trotz der entgegengesetzten Annahme von FUCHS. Dass in den Gehäusen der *Melanopsis vindobonensis* sarmatische Foraminiferen und embryonale Cerithienspitzen zu finden waren, steht mit meiner Deutung in keinem Widerspruch. Wer je fossilreiches Untersarmat in Wasser hat zerfallen lassen, weiss wie der sich bildende Schlamm von embryonalen Cerithienspitzen wimmelt und naturgemäss auch von sarmatischen Foraminiferen. Wenn in so einem Schlamm abgestorbene grössere Schnecken versinken, dringt nach Verwesung der Weichteile der Schlamm in das leer werdende Gehäuse ein und mit dem Schlamm auch sarmatische Foraminiferen und embryonale Cerithienspitzen.

Institutul Geologic al României

So gelangten auch in der Nussdorfer Strasse die sarmatischen Foraminiferen und die embryonalen Cerithienspitzen in die Gehäuse der pontischen *Melanopsis vindobonensis*. Wahrscheinlich ist auch der Sand dieses Vorkommens zum mindesten zum grossen Teil ehemaliger sarmatischer Sand, in dem nach erfolgter Aufschwemmung zu Beginn der Congerienstufe auch Melanopsiden und Congerien eingebettet wurden.

Diese Vorkommen verdienten eine genaue biologisch-stratigraphische Untersuchung. Mit der Angabe einiger Formen allein ist da nichts getan.

Dagegen erwähnt Fuchs ein Jahr später (1877) in seiner Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens die Übergangsschichten überhaupt nicht mehr. Er schreibt vielmehr (S. 677): « Ebenso ist die Fauna der Congerienschichten auf eine merkwürdig schroffe Weise von derjenigen der sarmatischen Stufe getrennt, indem von den 52 Arten der sarmatischen Stufe und den 160 der Congerienschichten bloss die ubiquitäre *Melanopsis impressa* beiden Stufen gemein ist ».

EICHKOGEL (MÖDLING)

Das Profil des Eichkogels wurde sowohl von Karrer (1859) als auch von Fuchs (1870, S. 128) als eine konkordante Schichtserie vom Leithakalk bis zu den Süsswasserkalken (oberes Pont) dargestellt. Toula (1875, S. 3) beobachtete dagegen in einem Profil auf dem Westabhange des Eichkogels, dass die tiefste Bank der Congerienstufe, eine stellenweise fast auskeilende Schichte, zum guten Teil aus dem Verwitterungsprodukte der darunterliegenden obersten sarmatischen Schichte besteht. Vacek (1900, S. 171) aber fand bei seinen Untersuchungen in Steinbrüchen am Eichkogel, dass der sarmatische Sandstein mit einer unregelmässig zerfallenen Oberfläche abschliesst, dass die Unebenheiten dieser Oberfläche durch einen lockeren Grus ausgefüllt werden, der sich als ein Zerfalls- und Verwaschungsprodukt der sarmatischen Sandsteinunterlage darstellt und nach oben rasch in den unreinen, grünlichen Letten der Congerienstufe ausklingt. Am Kontakt treten auch Schmitzen eines ockergefärbten, groben Schotters auf. In diesem lokkeren Grus und Schotter lagen die Reste der von Vacek beschriebenen Pikermifauna vom Eichkogel.

« Es ist klar, dass bei solchen korosiven Vorgängen, wie wir sie am Eichkogel sehen und wie sie so häufig die Grenze von der sarmatischen zur Congerienstufe kennzeichnen, vielfach auch eine Umlagerung von fossilreichen sarmatischen Schichten stattgefunden hat. Die dabei leicht zustande kommende mechanische Mengung von Fossilien der sarmatischen und Congerienstufe darf daher nicht als eine Übergangsbildung aufgefasst werden in dem Sinne, als hätten die beiden Faunen zeitweise gleichzeitig gelebt.

Institutul Geologic al României

Vielmehr sind die Molluskenfaunen der beiden angrenzenden Schichtreihen, wie TH. FUCHS (Führer III, 1877, S. 35) wohl mit Recht anführt, in schroffster Art verschieden. Übereinstimmend damit schliesst sich auch die Säugetierfauna der sarmatischen Stufe innig an die der tieferen Mediterranstufen an, während andererseits die ihrem Charakter nach ganz anders geartete Säugetierfauna der Congerienschichten in die höheren Belvedere-Bildungen fortsetzt ». (VACEK 1900. S. 172).

RICHARZ (1921) beschrieb dann von Thallern, südlich des Eichkogel ein Sarmat-Pontprofil, das mit dem vom Eichkogel grosse Ähnlichkeit hat.

Über den sarmatischen Kalken und Tegeln folgen k o n k o r d a n t die Unteren Congerienschichten. Sie beginnen mit einer Schotterlage mit Gerölle bis zu 15 cm Durchmesser überwiegend aus Trias und Gosau, doch auch Gerölle des sarmatischen Kalkes mit *Mactra podolica*, *Tapes gregaria*, *Cardium*, *Cerithien*. Zwischen den Geröllen zahlreiche Exemplare von:

Melanopsis fossilis MART.
» *vindobonensis* FUCHS
» *bouei* FÉR.
» *pygmaea* HOERN.
Congeria partschi CZJZ. *(subglobosa)*
» *spathulata* PARTSCH
Melania escheri BRONGN.

Cerithien und *Cardium obsoletum* sind selten (nach RICHARZ wahrscheinlich eingeschwemmt).

Nach RICHARZ beginnt mit dieser « Grenzschichte zwischen Sarmatisch und Pontisch » das Pont. « Diese Verhältnisse erinneren an die schon oft betonte Erosionstätigkeit zwischen sarmatischen und pontischen Ablagerungen. E. SUESS berichtet von wahren Erosionstälern westlich vom Neusiedler See, welche in die Bildungen der sarmatischen Stufe und zum Teil in das II. Mediterran eingegraben sind ». (RICHARZ, S. 59).

Über die Natur der in den oben erwähnten Aufschlüssen an der Basis der Unteren Congerienschichten auftretenden Geröllschichte kann wohl kein Zweifel bestehen. So dass hier jede Diskussion darüber, ob die sarmatischen Formen mit denen der Unteren Congerienschichten hier zur Zeit der Ablagerung dieser « Grenzschichte » zusammengelebt haben, hinfällig wird, obwohl die Unteren Congerienschichten auch hier k o n k o r d a n t über den sarmatischen Schichten liegen.

Nach RICHARZ war aber diese zeitweise Trockenlegung des Gebietes nur auf die Randgebiete beschränkt, jedenfalls nicht auf das innere Becken ausgedehnt, da bei der Bohrung eines artesischen Brunnens in St. Gabriel (nordöstlich von Mödling) bei einer Tiefe von 59. m die pontischen Tegel unvermittelt in die sarmatischen übergingen. Das sarmatische Alter dieser Bildungen konnte aber nach RICHARZ nur durch das Vorkommen von Foraminiferen festgestellt werden. 30 m tiefer stiess man dann auf eine Schichte von Kalkgeröllen, die bis 5,6 cm Durchmesser hatten.

Institutul Geologic al României

Ich verweise hier auf die Literatur über Foraminiferen in den Unteren Congerienschichten, die teils als umgelagert (RZEHAK, FRANZENAU, FAHRION), teils als autochthon (LÖRENTHEY) aufgefasst werden. Nach RZEHAK fanden sich in fast jeder von ihm untersuchten Bohrprobe aus den Unteren Congerienschichten Foraminiferen.

Darnach kann aber bei der Bohrung von St. Gabriel das Alter der Schichten von 59 m bis 90 m Tiefe nur durch die Anwesenheit von Foraminiferen noch nicht als sarmatisch bewiesen werden. Damit sind aber hier auch alle die bloss auf Grund dieser Angaben gemachten Spekulationen über einen allmählichen Übergang des Sarmat ins Pont hinfällig. Die Grenze zwischen Sarmat und Pont könnte hier ebenso gut auch bei der Geröllschichte in 90 m Tiefe oder gar bei der in 150 m, bezw. 156 m Tiefe angenommen werden, solange nicht schwerwiegendere Beweise erbracht werden können.

WÖLLERSDORF

Bei Wöllersdorf liegen nach WINKLER (1928, S. 172) pontische Schotter diskordant über Leithakalk (Ablagerung in vorher gebildeten Erosionsrinnen). « Zwischen die Entstehung der Leithakalke und jene der Schotter ist eine tektonische Phase einzuschalten (es kann wohl vermutet werden, dass die Störung erst nachsarmatisch bezw. spätsarmatisch eingetreten ist), in welcher die Störung des Miozäns vor sich gegangen ist. Wahrscheinlich ist es die nachsarmatische (vorpontische) attische Phase STILLES, deren Auswirkung hiermit zum erstenmal im Wiener Becken erwiesen ist. Jedenfalls ist auch hier ein wichtiger tektonischer Schnitt an die Grenze von Miozän und Pliozän zu legen ».

Auf seiner Tabelle Seite 309 gibt auch WINKLER für das Beckeninnere kontinuierlichen Absatz und allmählichen Übergang von den sarmatischen Schichten bis zum Pontikum an, für die Randgebiete aber Trockenlegung, Erosion und Diskordanz.

GEBIET UM ZISTERSDORF

Nach FRIEDL (1937) treten im Gebiet westlich des Steinberges über dem Sarmat die Unteren Congerienschichten auf, mit sehr geringem Einfallen und häufiger Kreuzschichtung. Die tiefsten Congerienschichten bilden die « Übergangsschichten », die in der Gegend zwischen Grosskrut und den Zeiselbergen fossilreich sind: *Congeria ornithopsis*, *Melanopsis impressa*, *Cerithien*.

Zwischen Sarmat und den Unteren Congerienschichten ist nach FRIEDL hier keine irgendwie nennenswerte Diskordanz vorhanden (S. 105). Das Sarmat fällt mit durchschnittlich 4° ein (S. 97), für die Congerienschichten finden wir bei FRIEDL teils Angaben von 1°, teils aber die flache Lagerung

Institutul Geologic al României

betont, ausnahmsweise durch Rutschungen bedingt auch steileres Einfallen. In diesen fast horizontal liegenden, auch heute noch weichen Schichten von fast gleicher lithologischer Beschaffenheit, bei den schlechten Aufschlüssen eine nennenswerte Diskordanz nachweisen zu wollen, dazu braucht es mehr als geologisches Können. Nach FRIEDL selber sind hier die Aufschlüsse ausserdem schlechter (S. 101) als im Gebiet der Sarmat-Tortongrenze und selbst in diesem letzteren Gebiet gibt FRIEDL zu (S. 99), dass die Bestimmung des Fallzeichens infolge der verschiedensten Fehlerquellen nur ganz ungefähr durchgeführt werden könne. Wenn daher eine nennenswerte Diskordanz hier nicht festgestellt werden kann, ist das allein noch kein Beweis für die Kontinuität der Sedimentation. Doch scheint, wie weiter unten darzulegen sein wird, auch noch die Möglichkeit zu bestehen, dass gerade hier das ganze Mittel- und Obersarmat FRIEDLS unter den « Übergangsschichten » fehlt.

In der Zwischenstaffel folgt über gering mächtigem Sarmat feiner Schotter mit Sand- und Tegelzwischenlagen, in denen FRIEDL nur *Congeria ornithopsis* feststellen konnte. Ein Nachweis der Übergangsschichten fehlt hier somit, da *Congeria ornithopsis* auch der Congeria ornithopsis Zone FRIEDLS nicht fremd ist. Hier, wo die Congerienschichten dem Sarmat flach aufliegen, stellt FRIEDL nun im Sarmat eine Antiklinale fest, die die Zwischenstaffel in schrägem Winkel schneidet. Zur Erklärung dieser Verhältnisse muss er annehmen, dass die Faltung vor Ende des Sarmat abgeschlossen war, dass dann eine Erosionsperiode folgte und erst nachher die Congerienschichten abgelagert wurden. Dies gilt aber nach FRIEDL nur für das bloss 900 m breite Gebiet der Zwischenstaffel.

Nach FRIEDL (S. 165) sind die « Übergangsschichten », die er nun Impressa-Zone nennt, ein sehr bezeichnender und gut fassbarer Horizont, dessen Leitfossil *Melanopsis impressa* darstellt, die gerade in diesen Übergangsschichten oft zu vielen Tausenden vorkommt. Elemente der Congerienschichten überwiegen in diesem Horizont ganz entschieden, weshalb FRIEDL ihn zu den Congerienschichten rechnet. Dieser Horizont weist nach FRIEDL in biologischer Hinsicht ganz spezielle Verhältnisse auf, da *Melanopsis impressa* weder vorher noch nachher so recht gedeihen konnte, hier aber eine prächtige Entwicklung aufweist [1]).

[1]) Es ist auffallend, dass *Mel. impressa* im Sarmat Böhmens und Mährens häufig vorkommt, dagegen im Wiener Becken fast nur in der « Impressa-Zone » und im Vindobonien vorkommen soll, im Sarmat dagegen nicht. Dies gilt aber auch im Wiener Becken nicht so ganz allgemein, da TAUBER (1939) sie auch aus dem Sarmat von Pyrawarth, Nexing, Gaunersdorf erwähnt und sie von HOERNES in grosser Zahl aus den « Übergangsschichten » von Drassburg und Zemendorf erwähnt wurden, die einwandfrei ins Sarmat gehören, ferner wird sie von KAPOUNEK aus dem Sarmat von St. Margarethen erwähnt. Es ist anzunehmen, dass wenn *Melanopsis impressa* auch für das Wiener Becken als im Sarmat vorkommend anerkannt wird, diese Form noch von zahlreichen Sarmatvorkommen bekannt werden wird. Das Vorkommen der *Melanopsis impressa* oder deren Fehlen ist

Institutul Geologic al României

Auch die übrige Fauna dieses Horizontes wird nach FRIEDL nicht durch wahllose Mischung von sarmatischen Elementen und solchen der Congerienschichten charakterisiert. Er betont vielmehr, dass hier beide Faunenelemente ganz entschieden reduziert erscheinen. Nur die gegen Unterschiede im Salzgehalt unempfindlichsten Teile beider Faunen sind es, die sich hier zu einer Mischfauna vereinen.

Leider fehlt bisnoch eine genaue, umfassende paläontologisch-stratigraphische Bearbeitung dieser so interessanten Vorkommen des Wiener Beckens. Die Darstellung FRIEDLS, die er hier von diesen Schichten gibt, weicht ganz wesentlich ab von den bisherigen Berichten über solche Vorkommen. Sie müsste aber, um überzeugen zu können, erst auf breiter Grundlage dokumentarisch unterbaut werden.

Nach FRIEDL setzt sich die Fauna der « Übergangsschichten » hier folgendermassen zusammen (S. 168—169):

Das eigentliche Leitfossil, die *Melanopsis impressa*, ist in dem Gebiet der Göstinger Bohrungen recht selten. « Immerhin konnte dies Fossil mehrfach einwandfrei nachgewiesen werden. Das in jeder Hinsicht dominierende pannonische Faunenelement wird durch *Congeria ornithopsis* und vor allem durch *Cardien* repräsentiert, von denen namentlich *Cardium conjungens* sehr häufig zu beobachten ist; doch sind auch *Cardium simplex* und *Cardium pseudoobsoletum* nicht selten anzutreffen ». Das sarmatische Faunenelement in diesem Gebiet ist in der Zwischenschichte nur sehr spärlich, vor allem: Foraminiferen. Sonst ist lediglich *Cardium obsoletum* häufiger.

Wenn wir hier statt *Cardium obsoletum*, so wie WINKLER das in der Arbeit BRANDLS tut, « *Cardium obsoletum* ähnlich » einsetzen und wenn wir in Betracht ziehen, dass RZEHAK in sämtlichen Proben der Unteren Congerienschichten Mährens Foraminiferen gefunden hat, die er alle als aus dem Sarmat umgelagert ansieht, erhält obige Faunengemeinschaft ein ganz anderes Gesicht. Ich verweise hier auch auf die Arbeit FAHRIONS (1941) über die Mikrofauna des Pannons im Wiener Becken, in der er über die Foraminiferen aus der Zone der *Melanopsis impressa* sich folgendermassen äussert: « Da die pannonischen Schichten Süsswasserablagerungen darstellen, enthalten sie naturgemäss primär keine Foraminiferen. Solche können jedoch im ganzen Pannon in Einzelexemplaren auf sekundärer Lagerstätte vorkommen. In der Zone der *Mel. impressa* sind solche aufgearbeitete Forami-

im Mittleren Donaubecken in der Zeit vom Mediterran bis ins Untere Pont ausschliesslich eine Faziesangelegenheit, aus der einen stratigraphischen Begriff machen zu wollen, gefährlich ist.

In Siebenbürgen, ferner am Ostrand der Theissebene ist *Melanopsis impressa* im Sarmat häufig anzutreffen, seltener in den Unteren Congerienschichten und hier vor allem in solchen Vorkommen, bei denen neben unterpontischen Formen auch zahlreiche umgelagerte sarmatische Formen vorhanden sind.

Institutul Geologic al României

niferen ziemlich allgemein verbreitet. Dass es sich dabei wirklich um aufgearbeitete und umgelagerte Formen handelt, beweist ausser ihrem Erhaltungszustand auch die Tatsache, dass sowohl die Brackwasserformen aus dem Sarmat als auch rein marine Formen aus dem Torton vorkommen. Übrigens sind solche umgelagerte Foraminiferen im allgemeinen auf Sand und sandreiche Schichten beschränkt; in reinen Tonmergeln finden sie sich sehr viel seltener. Dass sie für stratigraphische Zwecke im Pannon nicht verwendbar sind, geht aus dem Gesagten hervor ».

Congerien sind nach FRIEDL Elemente, die eigentlich in die Congerienschichten gehören. So erwähnt er (S. 175) bei der Bohrung « Gösting IV » in der obersten Schichte, die er bereits als sarmatisch anspricht, den Schnabel einer Congerie neben Cardien und Foraminiferen. Dieser Schnabel einer Congerie soll schon ein weiterer Beweis für den ganz allmählichen Übergang der beiden Faunen sein. Auch in den folgenden, tieferen Schichten findet FRIEDL noch gewisse auf die Congerienschichten hinweisende Züge, die sich namentlich an den Ostracoden erkennen lassen. Leider macht FRIEDL keine näheren Angaben über diese Ostracoden. Waren es Ostracoden, die auf die Congerienschichten beschränkt sind? Dann wären diese Schichten doch wohl noch in die Congerienschichten zu stellen gewesen. Wenn aber diese Ostracoden nicht näher untersucht und genau bestimmt wurden (was wohl anzunehmen ist, da FRIEDL kaum einen Grund haben konnte, genaue Bestimmungen solcher Formen, auf die er Folgerungen aufbaut, der Wissenschaft vorzuenthalten), dann besagt die blosse Anwesenheit von Ostracoden noch gar nichts. Ostracoden sind auch in den Schichten des Sarmat massenhaft vorhanden. Von den Ostracoden, die FAHRION (1941) aus den Congerienschichten angibt, erwähnt er bloss eine einzige Art auch in den sarmatischen Schichten wieder. Also scheidet sich die Ostracodenfauna der Congerienschichten von der der sarmatischen Schichten ziemlich klar, wie auch nicht anders zu erwarten war.

Vorkommen, die eine aus Elementen der sarmatischen und solchen der Congerienschichten zusammengesetzte Mischfauna enthalten, sind in der ganzen Ausdehnung des Mittleren Donaubeckens eine bekannte Erscheinung. So auch im Wiener Becken. Bezüglich der Deutung dieser « Übergangsschichten », wie ich sie (1935) gegeben habe, geht nun FRIEDL streng zu Gericht (S. 165). Er sagt: « Während nun diejenigen Forscher, die bisher das Jungtertiär des Wiener Beckens studiert haben, ausnahmslos davon überzeugt waren, dass an der Grenze von Sarmat und Pannon eine Zone existiere, die eine natürliche Mischung zwischen sarmatischen und pannonischen Faunen aufweise, d. h. also eine Zone, zur Zeit deren Ablagerung sarmatische und pannonische Faunenelemente gleichzeitig und an derselben Stelle gelebt hätten, kommt JEKELIUS zu dem Schlusse, dass eine solche Faunenmischung nicht existieren könne. Dort, wo

Institutul Geologic al României

sie wirklich vorzukommen scheine, komme sie nur dadurch zustande, dass das transgressiv über das Sarmat übergreifende Pannon in seinen Basisschichten eben sarmatische Fossilien auf sekundärer Lagerstätte enthalte.

«Es soll hier nicht auf die Frage eingegangen werden, die JEKELIUS in erster Linie zu dem Zweifel an der Existenz von Übergangsschichten zwischen Sarmat und Pannon veranlasst hat, nämlich auf die Frage, ob wirklich im Wiener Becken nur unteres Sarmat vertreten ist und der mittlere und obere Teil dieser Formation völlig fehle. Zu dieser Frage wurde ja bereits Stellung genommen [1]) bezw. soll dies an anderer Stelle noch getan werden. Es müssen hier aber neuerdings aufs schärfste alle Zweifel an der Existenz solcher Übergangsschichten zurückgewiesen werden».

In seiner Polemik gegen mich hätte FRIEDL die von mir in klarer Form veröffentlichten Ansichten wenigstens richtig wiedergeben müssen. Ich habe ausdrücklich zwei verschiedene Typen von Schichten mit gemischter Fauna auseinandergehalten und zwar einerseits solche Schichten, die dem Sarmat zwischengelagert sind, andererseits solche, die an der Basis des Pont auftreten (*l. c.*, S. 271):

1. Untersarmatische Schichten, denen neben reicher brackischer Fauna auch limnische Elemente (*Melanopsiden*, *Congerien* usw.) beigemengt sind. «Den oben erwähnten untersarmatischen Vorkommen limnischer Formen fühlt man das Fremdfazielle schon an ihrem sporadischen, häufig auf dünne Schotterlagen beschränkten Auftreten an, das sie in Gegensatz bringt zu der reich wuchernden sarmatischen Brackfauna, der sie beigemengt oder in Schotterbänken zwischengelagert sind. Es handelt sich hier um Einwanderer oder Einschwemmlinge aus limnischfluviatilem Faziesgebiet des Untersarmat in das untersarmatische Meer». Ich habe ausdrücklich darauf hingewiesen, dass der Typus der Fauna der Unteren Congerienschichten in den Randgebieten des Mittleren Donaubeckens schon seit dem Helvet weit verbreitet war, dass es daher nur natürlich ist, wenn Vertreter dieser limnischen Randfazies auch in die brackische Fazies des Sarmat eingeschwemmt wurden oder vielleicht auch einwanderten. Ich habe es als wahrscheinlich hingestellt, dass diese Erscheinung gegen Ende des Untersarmat (Sarmat des Wiener Beckens) bei beginnender Regression der sarmatischen See in verstärktem Ausmass erfolgte, so dass in den oberen Schichten des Untersarmat even-

[1]) Leider sagt FRIEDL nicht, wo er dazu Stellung genommen hat. Ich kann daher auf diese seine frühere Stellungnahme hier nicht eingehen, da ich sie nicht kenne. Seine in dieser Arbeit durchgeführte Dreigliederung des Wiener Sarmat kann ich aber nicht als Stellungnahme in dieser Frage werten, da sie, wie weiter unten dargelegt wird, höchstens irreführend ist.

Institutul Geologic al României

tuell relativ häufig Congerien und andere Formen gefunden werden könnten, die an Faunenelemente der Unteren Congerienschichten erinnern.

Daher sind meiner Auffassung nach alle die Vorkommen, bei denen erwiesenermassen sarmatische brackische Formen zusammen mit Congerien, Melanopsiden usw. gelebt haben, sarmatischen Alters und die Congerien und Melanopsiden usw. sind eben sarmatische Congerien und Melanopsiden.

Ich glaube, das war in klarem Deutsch, unmissverständlich ausgedrückt. Nach all dem ist es aber nicht zulässig, die Sache so darzustellen, als ob ich behauptet hätte, dass eine solche Faunenmischung n u r dadurch zustande kommen konnte, dass die transgressiv über das Sarmat übergreifenden Congerienschichten in ihren Basisschichten umgelagerte sarmatische Fossilien enthalten. Diese Deutung, von der FRIEDL fälschlich behauptet, dass es die einzige von mir anerkannte Deutung sei, bezieht sich vielmehr nur auf die zweite Alternative, die ich kurz mit folgenden Worten skizziert habe (S. 271):

2. « Mit a n d e r e n Vorkommen der « Übergangsschichten » des Wiener Beckens aber lässt sich schwer eine andere Vorstellung verbinden, als dass sie ein Aufbereitungsprodukt der untersarmatischen Schichten durch die Wässer, aus denen die Congerienschichten abgelagert wurden, darstellen ». Darnach sind alle die Vorkommen, bei denen einer Fauna der Unteren Congerienschichten auch sarmatische Formen (*Cerithien*, *Tapes*, *Ervilia* usw., usw.) beigemengt sind, den Unteren Congerienschichten zuzurechnen und die sarmatischen Formen müssen als auf sekundärer Lagerstätte befindlich betrachtet werden.

« Die Mengung sarmatischer Formen mit e c h t e n Formen der Unteren Congerienschichten ist sicher auf mechanischem Wege erfolgt und keineswegs so aufzufassen, als ob diese Formen gleichzeitig da gelebt hätten » (S. 273). Um Missverständnisse zu vermeiden, hatte ich auch damals schon, auch für flüchtige Leser, das Wort « echten » gesperrt drucken lassen.

Dass zahlreiche in der Literatur über das Wiener Becken beschriebene Vorkommen zu diesem zweiten Typus gehören, wenn die dort gegebenen Fossillisten richtig sind, ist sicher. *Melanopsis vindobonensis*, *Mel. fossilis*, *Cardium conjungens* usw. einerseits und *Cerithium pictum*, *Cerithium rubiginosum*, *Trochus podolicus*, *Trochus pictus*, *Cardium plicatum*, *Cardium obsoletum* usw. andererseits sind Faunengesellschaften, die wohl kaum irgendwo je zusammen im gleichen Wasser gelebt haben. Wo sie zusammen vorkommen, sind sie entweder beide oder doch wenigstens die sarmatische auf sekundärer Lagerstätte. Voraussetzung ist natürlich, dass die Bestimmungen richtig seien.

Dies waren die beiden von mir als möglich angenommenen Alternativen für eine Deutung der sogenannten Übergangsschichten. An die dritte, von FRIEDL verfochtene Deutung, dass es sich bei diesen gemischten Faunen um biologische Gemeinschaften handele, die zur Zeit der Ablagerung der

Institutul Geologic al României

Schichten dort tatsächlich im selben Wasser zusammengelebt haben, glaube ich nicht und sehe vorläufig keine Möglichkeit, dass für diese Annahme stichhaltige Beweise gebracht werden könnten.

Wie weit aber FRIEDLS Behauptung berechtigt ist, dass alle bisherigen Forscher ausnahmslos in dieser Frage seinen Standpunkt vertreten hätten, geht wohl aus meinen Darlegungen über die verschiedenen Vorkommen zur Genüge hervor, so dass es sich wohl erübrigt, hier näher darauf einzugehen.

Dass die Verhältnisse bezüglich der « Übergangsschichten » auch sonst nicht ganz so klar und einfach liegen, als FRIEDL das darstellt, geht auch aus einem Vergleich mit seiner früheren Arbeit (1931) hervor. Nach seiner Auffassung von damals gehören die Übergangsschichten nicht zu den Congerienschichten sondern e n t s c h i e d e n zum Sarmat, « da der Charakter ihrer Fauna durchaus ein sarmatischer ist und die pannonischen Fossilien nur eine geringfügige Rolle spielen » (S. 6), « tatsächlich ist ja ihre Fauna immer eine überwiegend sarmatische und treten die pannonischen Fossilien (*Congeria ornithopsis*, *Cardium simplex*, *Melanopsis impressa* u. a.) stets nur in der Minderzahl auf » (S. 19). Seine damalige stratigraphische Eingliederung sowie auch palaeontologische Charakterisierung der « Übergangsschichten » steht somit in auffallendem Gegensatz zu seiner jetzigen, mit der gleichen Entschiedenheit vertretenen Ansicht, ohne dass er auch nur mit einem Wort auf diese Unstimmigkeit zu sprechen käme. Dass FRIEDLS jetzige Darstellung aber zum mindesten keine allgemeine Gültigkeit hat, zeigt auch die neuere Arbeit von A. PAPP (1939), in der PAPP die Grenzschichten von Wiesen auch dem Sarmat zuteilen muss. Auf eine Analyse der Fauna der « Übergangsschichten » des Wiener Beckens kann ich mich leider hier nicht einlassen, da dies heute nur auf Grund reichen, selbstgesammelten Materials einen Zweck hätte. Ich will nur darauf hinweisen, dass zahlreiche dieser Vorkommen, soweit sich das auf Grund der Literatur beurteilen lässt, tatsächlich rein sarmatischen Charakter erkennen lassen trotz *Melanopsis impressa* und *Congerien*.

Nach D. ANDRUSOV (1938) sollen alle Geologen, die sich in neuerer Zeit mit dem Studium des Wiener Beckens beschäftigt haben, der Meinung sein, dass die Cerithienschichten im Hangenden gewöhnlich in die Congerienschichten übergehen und dass in den Übergangsschichten eine Mischfauna beider Bildungen sich finde, die nicht als Resultat einer Auswaschung oder Erosion an der Grenze erklärt werden könne und dass daher im Wiener Becken die ganze Schichtserie von Untersarmat bis ins Pont s. s. vorhanden sein müsse. Diesbezüglich kann ich wohl auf meine Bemerkungen zu diesen neueren Arbeiten über das Wiener Becken hinweisen und zwar vor allem zu der Arbeit FRIEDLS, da ANDRUSOVS Bemerkungen sichtlich von dieser Arbeit ausgehen. Es kann aber dieser Fragenkomplex nicht allein vom Wiener Becken aus gelöst werden. Jedenfalls haben die Ergebnisse der geologischen

Institutul Geologic al României

Untersuchungen und zahlreichen Bohrungen, die im Zusammenhang mit der Petroleumforschung in Ungarn durchgeführt wurden, meinem Standpunkt hundertprozentig Recht gegeben. Es ist da von einer Kontinuität in der Sedimentation zwischen Sarmat und Congerienschichten nichts mehr zu sehen. Ich verweise auf die entsprechenden Abschnitte dieser Arbeit, sowohl das Sarmat als auch die Übergangsschichten und die Congerienschichten betreffend.

Unverständlich bleibt mir aber folgende Bemerkung ANDRUSOVS: « Obgleich in den Ansichten JEKELIUS' nichts Unmögliches ist (!), haben seine Ausführungen wenig Beweiskraft und fussen ausschliesslich auf der Idee, dass es keine sarmatischen Congerienschichten geben könne ». Ja wozu habe ich dann in meiner Arbeit, die ANDRUSOV zitiert, ein eigenes Kapitel über die miozänen Vorläufer der Fauna der Congerienschichten geschrieben, wenn ich der Meinung sein soll, dass es keine sarmatischen « Congerienschichten » geben könne und was für eine Vorstellung kann ich mir wohl von dem « limnisch-fluviatilen Faziesgebiet des Untersarmat », aus dem die Congerien und Melanopsiden und die übrigen Elemente dieser limnischen Fauna in die Ablagerungen des brackischen Untersarmat eingeschwemmt wurden, gemacht haben? Oder sollte ANDRUSOV auch hier nur FRIEDLS Arbeit gelesen haben?

Dass sich aber ANDRUSOV seiner Sache doch nicht so ganz sicher war, zeigt eine spätere Bemerkung von ihm: « Falls aber JEKELIUS doch recht hätte, würden die Congerienäquivalente des höheren Sarmats (Slavonische Stufe) fehlen und Pannon und Pont wären allein vorhanden ». Diese letzteren betreffend verweise ich auf die entsprechenden Abschnitte vorliegender Arbeit.

JANOSCHEK (1942) bringt nun einen neuen interessanten Gesichtspunkt in die Diskussion über die Frage, ob zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten eine Kontinuität der Sedimentation anzunehmen sei oder nicht. Entgegen der Auffassung, dass die Unteren Congerienschichten einen einheitlichen Süsswassercharakter zeigen, weist er darauf hin, dass das Widerstandsdiagramm nach der Methode SCHLUMBERGER für die unteren Sande der Unteren Congerienschichten im Vergleich mit denen der sarmatischen Sande keinerlei Abweichungen zeigen. Daher müssen diese unteren Sande der Unteren Congerienschichten auch Salzwasser führen. Nur die oberen 500—600 m der Unteren Congerienschichten wären nach JANOSCHEK als typische Süsswasserablagerungen zu bezeichnen. « Der plötzliche Faunenwechsel an der Sarmat-Pannongrenze dürfte daher weniger auf eine plötzliche Aussüssung des Wiener Beckens, sondern eher auf den durch eine vielleicht stark schwankende Zufuhr von Süsswasser sich vielfach änderenden Salzgehalt des Pannonischen Sees zurückzuführen sein ».

Institutul Geologic al României

Wenn somit nach dem Diagramm anzunehmen ist, dass das in den unteren Sanden der Unteren Congerienschichten vorhandene Wasser den gleichen Salzgehalt besitzt wie das in den sarmatischen Sanden (eine Bestätigung durch chemische Analysen wäre wertvoll gewesen, da abgesehen vom reinen NaCl-Gehalt auch die sonstige chemische Zusammensetzung der Schichtwässer von einigem Interesse ist: Jod-, Bromgehalt, Sulfate usw.), wäre noch die Frage zu klären, ob das salzhaltige Wasser der unteren Sande der Unteren Congerienschichten tatsächlich primäres Sedimentwasser ist, das seine heutige chemische Zusammensetzung seit der Ablagerung dieser Sande unverändert beibehalten hat, oder ob da eventuell ein gewisser Austausch, eine Migration stattgefunden haben kann.

Abgesehen von einer genauen chemischen Untersuchung der salzhaltigen Wässer des Sarmat und der unteren Sande der Unteren Congerienschichten, die gewisse Anhaltspunkte zur Beantwortung dieser Frage vielleicht hätte geben können, ist letzten Endes hier entscheidend doch einzig und allein die Zusammensetzung der Fauna der in Frage stehenden Schichten, keineswegs aber die Natur der gegenwärtig in den Sanden vorhandenen flüssigen oder ehemals flüssigen, beziehungsweise gasförmigen Stoffe.

Janoschek betont selber den plötzlichen Faunenwechsel an der Grenze Untere Congerienschichten/Sarmat. Auf Schichten mit brackischer Fauna, abgesehen von limnisch-fluviatilen Einschwemmungen, folgen ganz allgemein Schichten mit einer reinen Süsswasserfauna (abgesehen von den vereinzelten oder manchmal auch gehäuften, umgelagerten sarmatischen Fossilien). Für die Tatsache, dass an der Basis der Unteren Congerienschichten auch im Wiener Becken ganz allgemein eine reine Süsswasserfauna auftritt, sehe ich keine andere Erklärungsmöglichkeit als die, dass eben diese Schichten aus Süsswasser abgelagert wurden. Wenn heute in den unteren Sanden der Unteren Congerienschichten tatsächlich salzhaltiges Wasser von ähnlicher Zusammensetzung wie in den sarmatischen Sandschichten vorhanden sein soll, kann die heutige chemische Zusammensetzung dieses Wassers nicht mehr der des primären Sedimentwassers dieser Schichten entsprechen, dies salzhaltige Wasser ist dann vielmehr hier ortsfremd.

Die Fragen bezüglich der Migration der Salzwässer sind heute noch keineswegs alle geklärt. Doch haben wir nach den Untersuchungen von Petrescu (1938) in Rumänien zum Teil konzentrierte Salzwässer von meistens über 100‰, aber selbst bis 200‰ im Mäot, dessen Fauna mit ihrem geringen brackischen Einschlag einen derartigen Salzgehalt nicht rechtfertigt. Wir haben Salzwässer bis über 80‰ aber auch im Daz, in ganz typischen Süsswasserablagerungen, während im dazwischenliegenden Pont, dem eher noch ein brackischer Einschlag zugebilligt werden könnte, ganz überwiegend Süsswasser zu finden ist. Bis vor kurzem galten die Wässer in pontischen Schichten

Institutul Geologic al României

in Bausch und Bogen als Süsswasser. Erst in neuerer Zeit wurden auch hier vereinzelt auch Salzwässer festgestellt.

Leider finden wir bei JANOSCHEK keinerlei Angaben über die Ölführung dieser Schichten. Aufschlussreicher sind da die Angaben FRIEDLS (1937, S. 237—239) bezüglich der « Erdöl- und Erdgasanzeichen im Pannon der Steinberg-Antiklinale ». FRIEDL gibt hier brennbare Gase schon in den mittleren Congerienschichten an. In tieferen Schichten treten dann schon schwache Ölspuren auf. Schöpfversuche ergaben jedoch nur einen starken Zufluss von Süsswasser. In dem unteren Teil der Unteren Congerienschichten erwähnt dann FRIEDL schon eine ganze Anzahl von Ölsanden. « Die geringen hier vorhandenen Ölspuren verdanken offenbar unbedeutenden, aus dem Sarmat auf Klüften nach oben gewanderten Ölmengen ihr Dasein ».

« Interessant ist aber die Tatsache, dass jene Schlumberger-Messungen einwandfrei ergeben haben, dass das unterste Pannon, nämlich von einem etwa 80 m unter der Oberkante der Ornithopsis-Zone gelegenen Niveau an abwärts, ein zwar nur sehr schwach, aber doch deutlich salziges Wasser führt, während ja die höher gelegenen Schichten Süsswasser enthalten ».

Da in Ölgebieten das Öl mit den Salzwässern wandert, ist das gemeinsame Auftreten von Ölspuren und Salzwässern in den untersten Schichten der Unteren Congerienschichten leicht zu erklären und beweist keineswegs, dass diese Schichten aus brackischem Wasser abgelagert wurden, oder dass das Öl in diesen Schichten primär wäre.

BURGENLAND

LANDSEER BUCHT

Aus dem Sarmat der Landseer Bucht gibt JANOSCHEK (1931) folgende Fauna an:

Paphirus gregarius PARTSCH
Ervilia podolica EICHW.
Mactra podolica EICHW.
Cardium obsoletum EICHW.
» *protractum* EICHW.
Ostrea gingensis sarmatica FUCHS
Murex sublavatus BAST.
Cerithium rubiginosum EICHW.
» *mitrale* EICHW.
» *disjunctum* EICHW.
» *hartbergense* HILB.
Trochus podolicus DUB.
Buccinum duplicatum SOW.

Institutul Geologic al României

Bei einigen Vorkommen als « tortone Reliktformen » noch:

Lucina dujardini DESH.
Gastrana fragilis LIN.

Diese Fauna ist ausgesprochen untersarmatisch. Die Unteren Congerienschichten liegen diskordant über Sarmat. Die geringe Ausbreitung der sarmatischen Bildungen im östlichen Teil der Landseer Bucht erklärt JANOSCHEK damit, dass der grösste Teil des Sarmat durch die vorpontische Erosion wieder abgetragen wurde. NW Neckenmarkt und im Steinbruch am Galgenberg sind Erosionstaschen in den sarmatischen Kalken zu sehen, die mit Unteren Congerienschichten ausgefüllt sind.

Nun findet sich gerade hier zwischen Neckenmarkt und Ritzing, wo die Unteren Congerienschichten weit über das durch die vorpontische Erosion stark zerstörte Sarmat transgredieren und zum Teil Erosionstaschen im Sarmat ausfüllen, zwischen Sarmat (mit rein untersarmatischer Fauna) und den Unteren Congerienschichten das von JANOSCHEK veröffentlichte Vorkommen von « Übergangsschichten ». Und zwar zitiert JANOSCHEK von hier ausser:

Potamides mitralis EICHW.
Trochus podolicus DUB.
Melanopsis impressa KRAUSS

noch:

Congeria partschi CZJZ.
» *ornithopsis* BRUS.
Melanopsis bouei FÉR.

Dies Vorkommen kann wohl kaum anders erklärt werden, als mit der Annahme, dass die sarmatischen Formen (vielleicht auch *Melanopsis impressa*) hier an der Basis der transgredierenden Unteren Congerienschichten aus dem aufgearbeiteten Sarmat umgelagert sind, sich also auf sekundärer Lage befinden.

Mit dem zweiten von JANOSCHEK veröffentlichten Vorkommen NW Lackenbach lässt sich nicht viel anfangen, da die Aufschlüsse verstürzt waren, die Fauna aber aus Blöcken gleicher petrographischer Ausbildung stammt, die teils sarmatische, teils solche der Unteren Congerienschichten, teils gemischte Fauna enthielten. Das Resultat ist eine Fauna, die der Mischfauna der obigen « Übergangsschichten » entspricht.

Nach all dem kann aber hier unmöglich davon gesprochen werden, dass « über dem Sarmat und zum Teil von diesem durch eine Diskordanz getrennt, zum Teil aber mit diesen durch Übergangsschichten verbunden » die Unteren Congerienschichten liegen (JANOSCHEK, S. 101). Vielmehr haben wir rein untersarmatische Schichten, über die nach einer

Institutul Geologic al României

Erosionsperiode die Unteren Congerienschichten transgredieren. An einzelnen Stellen sind an der Basis der Unteren Congerienschichten sarmatische Fossilien umgelagert.

KÜMEL (1937, S. 86) schreibt über die Landseer Bucht: « Der Töpferton, welcher östlich von Stoob weite Flächen einnimmt, konnte auch durch neue Begehungen nicht seinem Alter nach (Sarmat oder Pannon) festgelegt werden, da er völlig fossilleer ist, wenn man von Blattresten absieht. Er geht gegen die Beckenmitte in Tegel und Sande über, die mehrfach aufgeschlossen sind, jedoch keine Spur eines Fossils geliefert haben. Sie haben jedoch als Pannon zu gelten, wie aus den von JANOSCHEK untersuchten Verhältnissen am Nordrand der Bucht hervorgeht, wo fossilreiche Übergangsschichten zwischen Sarmat und Pannon vorhanden sind. Trotz gegenteiliger Behauptung von JEKELIUS ist in der Landseer Bucht eine Diskordanz nicht nachgewiesen worden. Die Pannongrenze drückt sich auch nicht in der Form eines Sedimentwechsels aus ».

Vielleicht liesst KÜMEL diesbezüglich doch auch bei JANOSCHEK (1930, 1931) nochmals genauer nach, wenn ihm meine obigen Bemerkungen zu JANOSCHEKS Arbeit nicht genügen sollten. Ich hatte bezüglich der Landseer Bucht mich ausdrücklich auf die Arbeit von JANOSCHEK berufen und in dieser Arbeit steht doch einiges über eine Diskordanz zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten.

EISENSTÄDTER BECKEN

Aus dem Gebiet westlich des Neusiedler Sees beschrieb ROTH (1884, 1905) ähnliche Schichten, wie sie von JANOSCHEK aus der Landseer Bucht beschrieben wurden:

Vom NO-Abhange des « Taborác-Berges » aus dem Hangenden des Sarmat aus pontischem Sand und Schotter viele eingeschwemmte sarmatische Formen.

Östlich von Klingenbach den sarmatischen Schichten konkordant auflagernd pontisches Konglomerat und Sandstein vor allem mit *Melanopsis martiniana*, « *Congeria triangularis* » und mit eingeschwemmten sarmatischen Gastropoden. Andernorts kommen neben *Melanopsis*, *Congeria* und *Cardium* in grosser Menge auch eingeschwemmte *Foraminiferen* vor.

Der Foelik-Berg südlich von Müllendorf besteht aus Sand, Schotter und mächtigen Konglomeratbänken, die vor allem *Mel. maritiniana* führen, ausserdem *Mel. vindobonensis*, *Congeria partschi*, *subglobosa*, *spathulata* und *Cardium*. « Einschwemmungen aus älteren Neogenschichten sind auch hier zu beobachten ».

Zwischen Purbach und Breitenbrunn folgt im Hangenden des sarmatischen Kalkes, zum Teil auch über Leithakalk Konglomerat, Kalk und Sandstein mit *Melanopsis martiniana*, *vindobonensis*, *Congeria neumayri*, *partschi*. Daneben

Institutul Geologic al României

sind eingewaschene Lithothamnien und Foraminiferen sehr häufig. An einem Ort sind auch die Schalen von *Ostrea digitalina* eingeschwemmt.

Auch nach den neueren Untersuchungen von KAPOUNEK J. (1938, S. 99) konnte im Ruster Hügelzug « eine Erosionsdiskordanz zwischen älterem Sarmat und Unterpannon festgestellt, sowie auch weiters an mehreren Stellen die « vorpontische Erosion » nachgewiesen werden ».

« Die älteren Sedimente werden dann transgressiv von den pannonen Sedimenten überlagert, die in ihrer Hauptmasse aus tegeligen Sanden bestehen. Am Foelik-Berg nächst Grosshöflein können wir eine unterpannone Flussablagerung sehen ».

Bei Margarethen erwähnt KAPOUNEK (S. 89—90) Sarmatkalke mit Schottern und einer reichen Sarmatfauna, in der auch *Melanopsis impressa* vorkommt. Die Schotter deuten nach ihm auf eine Erosionslücke zwischen Torton und dem Sarmat hin. Die Schotter haben vorherrschend Kindskopfgrösse, vereinzelt sind sie aber auch viel grösser, bis zu 2 m^3. Die Schotter bestehen aus Graniten, Gneisen, Quarzen, Leithakalk und sarmatischen Kalken und Mergeln mit *Cardium obsoletum* und *Modiola volhynica*. Die Anwesenheit dieser Gerölle offenbar älterer Sarmatablagerungen und der *Melanopsis impressa* veranlassen KAPOUNEK diese Schichten dem höchsten Sarmat zuzurechnen. Diese Kalke und Sande werden durch helle Sande überlagert, die den Unteren Congerienschichten zugerechnet werden müssen. Sie enthalten ausser *Melanopsis impressa*, *fossilis*, *bouei*, cf. *pygmaea*, *Congeria ornithopsis* auch *Potamides mitralis* und *Cerithium rubiginosum* EICHW. Diese Faunenmischungen entsprechen nach KAPOUNEK aber bloss Übergängen der Fauna, « wie sie zwischen Sarmat und Pannon allenthalben auftreten » und seiner Meinung nach nicht berechtigen, von Übergangsschichten zu sprechen.

VENDL (1930) unterscheidet im Sarmat der Gegend um Ödenburg drei Horizonte, betont aber ausdrücklich, dass an eine Parallelisierung mit der Dreigliederung des russischen Sarmat dabei nicht zu denken sei. Die von ihm gegebenen Faunenlisten lassen auch keine faunistisch irgendwie begründete stratigraphische Gliederung erkennen. Sowohl die untersarmatische *Mactra fragilis* als auch die in Russland für das mittlere Sarmat geltend gemachte *Mactra fabreana* erwähnt VENDL beide sowohl aus dem untersten Horizont von der Basis des Sarmat als auch aus dem obersten Horizont. VENDL deutet schon hier an, dass eventuell der 1. und 2. Horizont nur faziell verschiedene, gleich alte Bildungen seien. Während im 3. Horizont nach VENDL die *Melanopsis impressa* den hochsarmatischen Charakter dieses Horizontes andeuten soll.

Die « Übergangsschichten » enthalten nach VENDL zahlreiche *Mel. impressa* und abgerollte sarmatische Fossilien und wurden von VENDL als Pont kartiert. Seite 432 meinte er: « Die vorpontische Erosion kommt in der Gegend von Sopron stellenweise in scharfer, auffallender Diskordanz zum

Institutul Geologic al României

Vorschein. Der dieser Diskordanz entsprechende Zeitabschnitt fällt in das jüngste Sarmatien. Einen Teil der während dieser Zeit entstandenen fluvialen Ablagerungen kann man noch als sarmatische auffassen, ein anderer Teil aber ist schon sicherlich in das Pontien zu stellen. Es ist nicht unmöglich, dass die vorigen, noch zum Sarmatien zählbaren Ablagerungen ebenfalls in das Pontien zu stellen sind». Dagegen setzt VENDL in einer späteren Arbeit (1933) an Stelle einer stratigraphischen Gliederung des Sarmat nur noch eine Unterscheidung verschiedener Fazies (Kalkfazies, Deltaschotter und Sandfazies). Ich kenne diese letztere Arbeit VENDLS nur aus Referaten, kann daher nicht beurteilen, ob es sich hier auch um ähnliche Verhältnisse handelt, wie die von KAPOUNEK von Margarethen geschilderten. Hier scheinen mir die Verhältnisse klar. Die *Melanopsis impressa* und die Gerölle sarmatischer Kalke sind auch hier sicher nicht anders zu beurteilen wie die fluviatilen Einschwemmungen in das sterbende sarmatische Binnenmeer bei Wiesen.

Wenn KAPOUNEK immer wieder von einer «Erosionsepoche zwischen Altsarmat und Unterpannon» spricht, schliesst er damit das Vorhandensein brackischer Sedimente des mittleren und oberen Sarmat aus und seine Bemerkung, dass die schotterigen Kalke mit reicher Sarmatfauna und *Melanopsis impressa* bei Margarethen dem höchsten Sarmat zuzurechnen seien, kann nur so gedeutet werden, dass es sich um die höchsten Schichten des hier vertretenen Untersarmat handelt, in denen sich schotterige Einlagerungen mit fluviatilen, eingeschwemmten Mollusken *(Mel. impressa)* häufen und die dann von den Congerienschichten überlagert werden.

STEIERMARK

In der Tüfferer Bucht (Untersteiermark) schliessen die sarmatischen Bildungen mit sehr grobklastischen Konglomeraten ab. Am Nordrand der Untersteiermark transgredieren über aufgerichtetes Sarmat unterpontische Bildungen, im südlichen Lichterwalder Becken dagegen erst mittel- und oberpontische Ablagerungen (TELLER, 1899, S. 118—121).

«Die diskordante Auflagerung der pontischen Sedimente auf die aufgerichteten und abgetragenen sarmatischen Schichten lässt vermuten, dass diese grosse Bewegungsphase im allgemeinen etwa den Zeitraum der obersarmatischen (und untersten pontischen) Stufe eingenommen hat. Sie dürfte die Ursache für die Regression dieses Meeres aus dem untersteirisch-krainischen Ablagerungsbecken gewesen sein. Die gleichzeitige, postmittelsarmatische Hebung in Mittelsteiermark steht mit dieser grossen tektonischen Bewegung in zeitlicher Übereinstimmung» (WINKLER, 1913, S. 604).

Über den Südostteil des steirischen Beckens schreibt WINKLER (1927, S. 409): «Es konnte festgestellt werden, dass sich am Boden des seichten

Institutul Geologic al României

obersarmatischen Meeres häufig regional Trockenlegungen eingestellt haben. Diese äussern sich als Erosionskerben in der Schichtfolge, in dem Erscheinen fluviatiler Inundationslehme, in dem Auftreten von Schottern und kleinkörnigen Konglomeraten und in der Einschwemmung von Süsswasserkonchylien und Landsäugerresten ».

« Schon an der Basis des Obersarmat lassen sich — offenbar anlässlich der den Beginn dieser Stufe kennzeichnenden Ausseichtung und örtlichen Verlandung des Meeresbodens — in der Gegend östlich von Gnas Erosionen feststellen ».

Nach WINKLER (1921) war die steirische Bucht am Ende des Sarmat bis nach Oststeiermark trockengelegt, sie stand unter der Herrschaft der einmündenden Flüsse. Die schotterig-grobsandigen, diagonalgeschichteten Ablagerungen dieser Zeit gehen nach Osten und Süden (gegen Ungarn zu) in sarmatische, grobsandige Meeresbildungen über. Dieser Schichtenfolge gehören die Lignite der Gegend von Feldbach an, die über den Grobsanden und Schottern liegen. Über der Kohle folgen aber noch 20—30 m mächtige, durch sarmatische Fossilien gekennzeichnete, sandig-mergelig-tonige Ablagerungen. Aus dieser « höchstsarmatischen » Schichtenfolge findet in der Oststeiermark « ein regelmässiger, durch keinerlei Diskordanz oder Diskontinuität gekennzeichneter Übergang in die Bildungen des Pontikums statt ». (WINKLER, 1921, auch 1927, S. 422).

Über den « höchstsarmatischen » Sand- und Mergelbänken liegen fossilleere Sande, die von Congerientegel oder Mergel überdeckt werden. An mehreren Stellen mit *Congeria ornithopsis*. Die Mächtigkeit dieses Tiefpontikums beträgt 50 m.

Nach BRANDL (1931) liegen über dem Sarmat der nordöstlichen Steiermark, das, wie wir im Abschnitt über die Gliederung des Sarmat sehen werden, reines Untersarmat ist, die Tone und Sande der Unteren Congerienschichten mit folgender von WINKLER bestimmter Fauna:

Melanopsis fossilis MART.
» *vindobonensis* FUCHS
» *bucciniformis* HANDM.
» *pygmaea* HOERN.
» sp.
Melania escheri BRONGN.
Neritodonta cf. *millepunctata* BRUS.
» sp.
Valvata
Planorbis
Hydrobia
Limnaeus

Congeria ornithopsis BRUS.
» *partschi* CZJZ.
» cf. *spathulata* PARTSCH
» cf. *czjzeki* HOERN.
Cardium cf. *jagici* BRUS.
» cf. *desertum* STOL.
» sp.
» *obsoletum* ähnlich
» wechselrippig
» feinstrippig
» flügeltragend [1])

[1]) Die für diese Cardien verwendeten Bezeichnungen hat HILBER in seiner Arbeit über das Tertiärgebiet von Hartberg (1894) angewendet und die Formen kurz charakterisiert.

Institutul Geologic al României

Es ist somit eine ganz typische Fauna der Unteren Congerienschichten.

Über den Kontakt zwischen den sarmatischen Schichten und den Unteren Congerienschichten finden wir bei BRANDL folgende Angaben.

In einem Steinbruch zwischen Schildbach und Hartberg folgt über sarmatischem Sand « grüner Ton, in dem Dr. A. WINKLER pontische Versteinerungen aufgefunden hat. In den tiefsten Lagen dieses Tones sind auch sarmatische Versteinerungen *(Cardium plicatum)*. Dieser Ton macht das Fallen des Kalkes mit, so dass jedenfalls keine Diskordanz vorhanden ist ».

Über einen anderen Aufschluss schreibt BRANDL: « Über einer weiteren Sandlage folgte grüner Ton, in dessen untersten Lagen Abdrücke von Cerithien und Cardien beobachtet werden konnten. Die höheren Lagen des einige Meter mächtig aufgeschlossenen Tones sind f o s s i l l e e r. Dieser Ton ist dem oben beschriebenen vollkommen gleich ausgebildet, infolgedessen auch gleichaltrig. Während die unteren Lagen noch sicheres Sarmat sind, gehören die höheren Lagen wahrscheinlich dem Pont an. Es ist bemerkenswert, dass auch hier wie in der Südoststeiermark die sarmatischen Schichten in das Pontikum übergehen ».

Über ein drittes Vorkommen schreibt BRANDL: « Bei Buchberg kann man deutlich den Übergang des Sarmat in das Pontikum beobachten. Am Waldrand im NO vom Punkt 389 sind sarmatische Sande und Kalke mit *Trochus*, *Cerithium pictum*, *disjunctum* und *hartbergense*, *Tapes*, *Mactra*, *Modiola* und *Cardien*. Darüber findet man auf dem Felde lösskindlartige Kalkkonkretionen und Muschelsplitter. Darüber liegen gelbe und blaue pontische Tone und Sande bis zu 400 m Seehöhe ».

Nach diesen Interpretationen BRANDLS müsste man doch annehmen, dass wenigstens BRANDL selber der Überzeugung sei, dass in diesem Gebiet das Sarmat allmählich in das Pont übergehe, wenn in einer einheitlichen Tonschichte von wenigen Metern Mächtigkeit die Basis noch ins Sarmat, der obere Teil aber schon ins Pont gehören soll. In anderem Zusammenhang schreibt er aber: « durch die nachsarmatische Diskordanz ist auch das isolierte Sarmatvorkommen bei Penzendorf zu erklären. Es ist der letzte Rest einer Strandablagerung, der zufällig der vorpontischen Abtragung entgangen ist ». Ferner: « Bereits WINKLER machte auf sarmatische und postsarmatische Bewegungen bei Grafendorf aufmerksam. Aber auch bei Penzendorf konnten von mir Beobachtungen gemacht werden, die auf solche Bewegungen hindeuten. In einem Graben bei Penzendorf sieht man Blockschotter, der mit 10° gegen ONO einfällt. An ihn und den Rest sarmatischer Strandablagerungen lagern die fast horizontal liegenden pontischen Schichten an. Es müssen also die pontischen Schichten erst nach der Steilstellung der Blockschotter abgelagert worden sein ».

Jedenfalls beweisen vor allem die Profile und die Karte BRANDLS ganz eindeutig, dass die Schichten des unteren Sarmat und die Congerienschichten

Institutul Geologic al României

in diesem Gebiet durch eine Erosionsperiode scharf von einander getrennt sind und dass daher in diesem Gebiet ganz sicher kein allmählicher Übergang zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten gefunden werden kann.

Wir haben hier somit unteres Sarmat (ohne jede Andeutung von mittlerem oder oberem Sarmat) und darüber durch eine deutliche Erosionsfläche getrennt die Unteren Congerienschichten. Die von BRANDL von hier angeführten Vorkommen, die einen Übergang aus dem Sarmat ins Pont beweisen sollen, müssen wohl nochmals näher überprüft werden, da stimmt ganz sicher etwas nicht.

B) UNGARN

Die Entwicklung des Sarmat im zentralen Teil des Mittleren Donaubeckens, der zu Ungarn gehört, wurde in neuerer Zeit von SÜMEGHY in seinem « Zusammenfassenden Bericht über die pannonischen Ablagerungen des Györer Beckens, Transdanubiens und des Alföldes » (1939) auch kurz behandelt. SÜMEGHY liefert in dieser Arbeit zur Klärung der Probleme, die uns hier beschäftigen, wichtige Beiträge. Vor allem seine Ausführungen über die Faunenentwicklung (ungarischer Text S. 140—144, deutscher Text S. 234—238) erscheinen mir so wertvoll, dass ich einige Abschnitte auf Grund des authentischen ungarischen Textes in genauer Übersetzung, andere gekürzt aber sinngemäss anführen möchte, da die von SÜMEGHY veröffentlichte deutsche Übersetzung leider zu Missverständnissen und Unklarheiten führt.

Unsere Auffassungen decken sich so sehr, dass ich beim Lesen dieser Darlegungen SÜMEGHYS oft den Eindruck hatte, als ob ich die betreffenden Stellen meiner früheren Arbeit über die Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns (1935) lesen würde. Scheinbar hat aber SÜMEGHY meine Arbeit nicht gekannt, da er sie weder im Text noch im Literaturverzeichnis erwähnt. Umso mehr freut mich nun diese bemerkenswerte Übereinstimmung, zumal wenn wir die grossen Fortschritte im Vergleich zu den Darlegungen über dies Thema aus früheren Arbeiten SÜMEGHYS berücksichtigen.

In dem ungarischen Becken ist nur das untere Sarmat entwickelt, das mittlere nur in Spuren. « Mehrere unserer Forscher glauben » (SÜMEGHY, S. 141), dass unser älterer pannonischer Schichtkomplex — stratigraphisch — der mäotischen, obersarmatischen und vielleicht auch noch der mittelsarmatischen Stufe gleichgestellt werden kann, deren gleichzeitige Süsswasserfazies sei und dass die untersarmatischen Schichten Ungarns sich unmittelbar in die unterpannonischen Schichten fortsetzen. Daraus folgt aber, dass nach Ablagerung der untersarmatischen Schichten keine Unterbrechung in der Schichtablagerung eintrat, keine kontinentale Erosionsperiode war, während der das jüngere Sarmat und das Mäot entfernt worden wären.

Institutul Geologic al României

« Wenn wir (aber) unsere sarmatische Brackwasserfauna mit unserer unterpannonischen Fauna vergleichen, dann sehen wir zu allererst, dass zwischen den zwei Faunen der Unterschied sehr gross ist. Gemeinsame Arten finden sich kaum, auch Übergangsformen sind nur 1—2 bekannt und die unterpannonische Fauna ist vollkommen anders als die sarmatische. Auf Grund der Faunen können wir nicht behaupten, dass unsere untersarmatischen Schichten sich unmittelbar in die unterpannonischen fortsetzen. Wenn sich unmittelbar auf die untersarmatischen Brackwasserablagerungen unterpannonische Schichten legen, können sie, selbst wenn sie sich in gleicher Gesteinsfazies berühren, nicht verwechselt werden. Wenn unsere unterpannonischen Schichten als Süsswasserfazies zeitlich aber dem jüngeren Sarmat entsprechen würden, könnte der Übergang nicht so plötzlich sein, wie er in Wirklichkeit ist und unbedingt müssten wir auch Übergangsformen finden. Übergangsformen aber finden sich nur 1—2 und zwischen den Faunen der zwei Stufen besteht ein schroffer Wechsel ».

Von grossem Interesse ist nun die Feststellung SÜMEGHYS, dass durch die in neuerer Zeit durchgeführten Tiefbohrungen festgestellt wurde, dass im Inneren des Beckens das Sarmat fehlt oder höchstens stellenweise durch eine unbedeutende ganz dünne Schichte vertreten wird. Während dem Sarmat (Untersarmat) war daher das Innere des ungarischen Beckens trockenliegendes Hochgebiet, nur am Rande desselben lagen Seen mit Brackwasserfauna.

In den Randseen lebte die Brackwasserfauna, in den Flüssen und in den durch die Flüsse vollkommen ausgesüssten Teichen die Süsswasserfauna. Dieser Zustand soll nach SÜMEGHY bis ans Ende des Mittelsarmat gedauert haben. Während des Obersarmat begannen die Hochgebiete des Beckeninneren rasch zu sinken und bildeten am Ende des Sarmat weite, flache Mulden, in die sich das Brackwasser der Randseen ergoss. Infolge dieser am Ende des Sarmat sich rasch abspielenden Änderungen der Oberfläche gelangten sowohl an den Beckenrändern als auch im Beckeninnern Konglomerate und grobe Schotter zur Ablagerung, die stellenweise mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreichen. Die Mulden wurden durch die ungeheueren Schuttmengen ausgefüllt, die sehr seichten, weitausgedehnten Wässer wurden ausgesüsst und trockneten teils ganz aus. Die Formen der Brackwasserfauna wurden dadurch grösstenteils vernichtet, nur einige Congerien- und Cardienarten überlebten diese raschen Änderungen.

Im Innern des Beckens entwickelte sich aus den wenigen aus dem brakkischen Sarmat zurückgebliebenen Formen die artenarme, ausgesüsste Fauna der Unteren Congerienschichten, an den Rändern dagegen setzte ein rasches Aufblühen der aus dem Mediterran stammenden Süsswasserfauna ein, vor allem der Melanopsiden. Der Konglomeratkomplex an der Grenze zwischen

Institutul Geologic al României

Sarmat und Congerienschichten enthält teils die untersarmatische Brackwasserfauna teils die Süsswasserfauna der Unteren Congerienschichten. Es ist eine Grenzschichte, ihre Fauna ist aber keine Übergangsfauna, da Übergangsformen dieser Schichte fehlen. Die Ablagerungen des Untersarmat lagen entweder schon trocken bis zum Ende des Sarmat oder wurden die überlagernden jüngeren Sarmatschichten während der Erosionsperiode an der Grenze Sarmat-Congerienschichten zerstört und die viel jüngere gemischte Fauna der Konglomerate wurde an der Grenze Sarmat-Congerienschichten über das Untersarmat abgelagert. Diese gemischte, zusammengeschwemmte Fauna fehlt dem Beckeninnern, obwohl die Konglomerate auch hier stellenweise eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern erreichen.

Im ungarischen Becken haben sich daher die jüngeren brackischen Schichten und das Mäot überhaupt nicht entwickelt oder wurden sie während der Erosionsperiode vor Ablagerung der Congerienschichten zerstört.

Die Süsswasserfauna dagegen konnte sich während des ganzen Sarmat ungestört entwickeln und die Fauna der Congerienschichten stammt überwiegend aus dieser mediterran-sarmatischen Süsswasserfauna. Diese Fauna hat in grossen Massen vor allem in den Randgebieten der Becken gelebt und weicht durch ihren Reichtum an Arten und Individuen und ihre Mannigfaltigkeit von der Fauna der tieferen Wässer des Beckeninnern ab. Aber auch im Beckeninnern hat die Fauna der Congerienschichten von Beginn an ausgesprochen Süsswassercharakter.

SÜMEGHYS Schilderung der mit der Senkung der ehemaligen Hochgebiete des heutigen Beckeninnern erfolgten Überflutung des ganzen Beckens von den brackischen sarmatischen Randseen aus und der mit dieser Überflutung zusammenhängenden Entstehung der Konglomerate zwischen Sarmat und Congerienschichten führt zu gewissen Unklarheiten. Erst im Zusammenhang mit diesen Vorgängen lässt SÜMEGHY die brackische sarmatische Fauna aussterben (S. 143, deutsch S. 237). Darnach hätten aber die Brackwasserformen und die Süsswasserformen, die in diesen Schottern zusammen vorkommen, gleichzeitig gelebt, die einen in den brackischen Randseen, die anderen in den Flüssen und den ausgesüssten Randseen. Sie wurden bloss mit den Schottern zusammengeschwemmt und vermischt gelegentlich der Überflutung des sinkenden Beckens von den brackischen Randseen aus und durch die Flüsse.

Andererseits spricht er aber auf der gleichen Seite ausdrücklich von den untersarmatischen Brackwasserformen und den Süsswasserformen der Unteren Congerienschichten, die in diesen Schotterschichten gemischt auftreten. Die jüngeren Sarmatschichten seien entweder gar nicht abgelagert worden oder wurden sie während der folgenden Erosionsperiode zerstört und die Konglomerate mit der viel jüngeren Mischfauna wurden nachher über dem Untersarmat abgelagert.

Institutul Geologic al României

Es stehen hier zwei ganz verschiedene Vorstellungen im Widerspruch miteinander. Das einzige Argument, das für die erste dieser Vorstellungen sprechen könnte, ist die Deutung der Fauna der Unteren Congerienschichten des Beckeninneren (kleine, degenerierte Congerien und Cardien) als aus der sarmatischen Brackwasserfauna stammend. Dies scheint SÜMEGHY veranlasst zu haben, die Möglichkeit einer direkten Kontinuität zwischen brackischem Untersarmat und den Congerienschichten zu suchen. Andererseits betont er auf der nächsten Seite ausdrücklich, dass die Fauna der Unteren Congerienschichten auch im Beckeninnern eine ausgesprochene Süsswasserfauna sei.

Ich glaube diese Widersprüche lösen sich zwanglos, wenn wir annehmen, dass ein Teil der sarmatischen Brackwasserformen schon zur Zeit des Untersarmat auch in die Süsswasserteiche und in die Flüsse einwanderten und sich dort und in den Flussmündungen infolge des geringeren Salzgehaltes zu den kleinen degenerierten Formen entwickelten, die wir auch schon in der untersarmatischen Fauna von Soceni und sicher auch in anderen untersarmatischen Faunen finden und die nachher naturgemäss ihre Fortsetzung in der Süsswasserfauna der Congerienschichten finden. Eine Erosionsperiode zur Zeit des mittleren und oberen Sarmat und des Mäot schliesst ja das Vorhandensein mehr oder weniger ausgedehnter Seen in dieser Zeit nicht aus. Das Vorkommen einiger kleiner Cardien in den Schichten des unteren Pont, die zweifellos auf ähnliche sarmatische Formen zurückzuführen sind, zwingt sogar zur Annahme solcher Seen auch während der Erosionsperiode. Ganz abgesehen davon sind auch die übrigen Süsswasserformen nicht vom Himmel gefallen, sondern haben sich aus den ganz ähnlichen Süsswasserformen des Mediterran in den Süsswasserseen und fliessenden Gewässern am Rande des untersarmatischen Meeres und nachher in denen des mittleren und oberen Sarmat und des Mäot zur unterpontischen Fauna weiterentwickelt. Insoweit besteht naturgemäss auch eine Kontinuität in der Sedimentation zwischen Untersarmat und Unteren Congerienschichten aber in reduzierten ausgesüssten Teichen und in fliessenden Gewässern. Wenn von Erosionsperiode gesprochen wird, muss nicht gleich an Wüstenklima gedacht werden.

NOSZKY hatte schon 1930 für die nordöstlichen Teile des Ungarischen Mittelgebirges festgestellt, dass über dem unteren Sarmat terrestre Ablagerungen folgen, die stratigraphisch dem oberen Sarmat entsprechen sollen und die NOSZKY als « Mäot » bezeichnen möchte. Diese terrestren Ablagerungen entsprechen nach NOSZKY der Erosionsperiode, die HOERNES im Gebiet von Ödenburg nachweisen konnte. Neuerdings kommt NOSZKY (1941) wieder auf diese Fragen zu sprechen. Er stellt fest, dass die untersarmatischen Kalke, kalkigen Sande und Tone mit *Cardium latisulcatum* und *Cerithien* im nördlichen und mittleren Cserhátgebiet weit verbreitet seien. Über die jüngeren terrestren Ablagerungen schreibt er: « Die den mittleren und oberen

Institutul Geologic al României

Sarmathorizonten entsprechenden terrestrischen Ablagerungen, die ich auf Grund der von R. HOERNES in der Umgebung des Wiener Beckens durchgeführten Untersuchungen (nicht aber auf Grund der ANDRUSSOWschen, bzw. russisch-rumänischen Nomenklatur, deren Parallelisierung bei uns schwer durchführbar ist) in meiner Arbeit aus 1931 als mäotisch bezeichnete, können auf Grund der Verhältnisse in den Beckenteilen des inneren Cserhát (Buják—Cserhátszentiván—Alsotold—Garáb) nach unten von dem typischen Untersarmat sehr gut getrennt werden. Sie können dagegen bei uns nicht abgegrenzt werden gegen die für typisch unterpliozän gehaltenen kalkigen Sande mit Lyrceen ». (Übersetzung a. d. ungar. Originaltext, da die von Noszky veröffentlichte Übersetzung unverständlich ist).

Am Südrand des Cserhát folgen dagegen nach SZENTES (1941) über unterem Sarmat diskordant mit basalem Konglomerat beginnend die Sande und Tone der Unteren Congerienschichten.

Nach HORUSITZKY (1942) reicht im südlichen Cserhátgebiet das marine Sarmat bis an die Linie Pásztó—Cserhátszentiván. Nördlich dieser Linie kommt nur terrestres Sarmat mit Heliciden, stellenweise vielleicht auch eine Süsswasser-Serie vor. Während das marine Sarmat auch nach HORUSITZKY typisches Untersarmat ist, sollen die terrestren Ablagerungen dagegen wahrscheinlich mittleres Sarmat sein, doch hänge die stratigraphische Fixierung der terrestren Ablagerungen von der stratigraphischen Wertung der Unteren Congerienschichten ab. HORUSITZKY glaubt der früheren, von SCHRÉTER selbst längst aufgegebenen Annahme und jener GAÁLS beipflichten zu müssen, wonach die Unteren Congerienschichten das mittlere und obere Sarmat darstellen sollen, eventuell nach HORUSITZKY auch nur dem oberen Sarmat entsprechen sollen, falls die marin-brackischen Ablagerungen bis ins mittlere Sarmat hinaufreichen (siehe BETHLEN). All dies gilt jedoch nach HORUSITZKY (S. 680) nur für den Fall, wenn es sich herausstellen sollte, dass man vor der Ablagerung der Unteren Congerienschichten keine allgemeine Erosionsperiode voraussetzen kann. Doch fand HORUSITZKY auch in diesem Gebiet sogenannte « Übergangsschichten », die er selber allerdings vorsichtig mit Fragezeichen versieht. Bei Bér (Aranykutpuszta) konnte er durch Grabungen Sand mit folgender Fauna aufschliessen:

Tinnyea vasarhelyi HANTK.
Melanopsis fossilis MART.
« *impressa bonelli* SISM.
« *vindobonensis* FUCHS
« *textilis* HANDM.
« *rarispina* LÖR.
Neritina grateloupana FER.
Potamides disjunctus SOW.
Cerithium sp.
Congeria ornithopsis BRUS.
Limnocardium aff. *desertum* STOL.

Abgesehen von den Cerithien, deren Vorhandensein ein sarmatisches Erbe sei, zeigt die übrige Fauna nach HORUSITZKY das charakteristische Bild der Unteren Congerienschichten. Es sei eine ähnliche Fauna wie die von

Institutul Geologic·al României

Soceni. Gegen die Annahme, dass diese Fauna zusammengewaschen sei, spreche die gute Erhaltung auch dünnschaliger Formen, wie *Tinnyea vasarhelyi*. Die Fossilien seien nicht abgewetzt und zeigen keinerlei Spuren eines Transportes. HORUSITZKY hat auch das Socenier Material des Budapester Institutes untersucht und denselben Erhaltungszustand festgestellt.

Innerhalb der Unteren Congerienschichten von Soceni kommen aber als umgelagert natürlich nur die sarmatischen Formen (so unter anderem auch Cerithien) in Betracht, keinesfalls *Brotia (Tinnyea) vasarhelyi*. Die aus den Unteren Congerienschichten stammenden sarmatischen Formen sind jedoch bei Soceni durchwegs sehr hergenommen, im Gegensatz zu den sehr gut erhaltenen sarmatischen Fossilien aus den sarmatischen Schichten von Soceni. Die in der von HORUSITZKY gegebenen Faunenliste von Bér vorkommende Bestimmung von *Cerithium* sp. erweckt auch nicht den Eindruck einer tadellosen Erhaltung.

HORUSITZKY meint ferner, dass die Fauna dieser « Übergangsschichten » bei allen bekannten Fundstätten ausschliesslich aus sarmatischen Formen und solchen der Unteren Congerienschichten zusammengesetzt sei, dass man aber, wenn diese Schichten das Ergebnis von Zusammenwaschungen wären, mit Recht erwarten könnte, dass sie Arten verschiedener Horizonte nebeneinander enthalten müssten. Tatsächlich gibt es aber zahlreiche Vorkommen mit gemischter Fauna, bei denen die Formen der Unteren Congerienschichten mit vereinzelten Formen des oberen Mediterran gemischt auftreten, andere wieder bei denen ausser der grossen Masse der Formen der Unteren Congerienschichten auch solche des oberen Mediterran und des Unteren Sarmat vorkommen, am häufigsten aber naturgemäss solche Vorkommen, bei denen ausser den Formen der Unteren Congerienschichten vereinzelt auch sarmatische Arten gefunden werden. Wer nur einigermassen die einschlägige Literatur studiert, kann sich für jeden gewünschten Fall zahlreiche Belege aussuchen, so dass wir hierüber nicht viele Worte zu verlieren brauchen.

Die südlichen Teile der Mátra untersuchte VIGH GY. (1939) in neuerer Zeit. Bezüglich der uns hier interessierenden Zeitabschnitte meint er: « Nach dem Untersarmat hob sich im Zusammenhang mit STILLES « attischer » tektonischer Phase der südliche Teil der Mátra und war Schauplatz der Tätigkeit der praepontischen Denudation. Erst das Süsswassermeer des Oberpannon überschwemmte abermals das Vorfeld der Mátra. (Übersetzung a. d. ungar. Text S. 669). VIGH erwähnt (S. 700, ungar. Text, S. 723, deutsch), dass über der Eruptivserie und dem brackischen Untersarmat die Bildungen eines mächtigen Schuttkegels im Liegenden des Oberpannon auftreten: rote Tone mit zwischengelagerten Andesitkonglomeraten. Er fasst diese Schuttkegel als heterope Fazies der Lyrceen führenden Unteren Congerienschichten auf und stellt sie in das mittlere und obere Sarmat, sichtlich unter Einfluss

Institutul Geologic al României

der früheren Auffassung SCHRÉTERS und unter Einfluss der Arbeiten ZALÁNYIS, der auf Grund der Ostrakodenfauna eine kontinuierliche Sedimentation in einigen Gebieten glaubt feststellen zu können. Wenn aber die Schuttkegel den Unteren Congerienschichten zeitlich äquivalent sind, haben wir auch hier über dem unteren Sarmat transgressiv die den Unteren Congerienschichten äquivalenten Schuttkegelbildungen, wobei zwischen unterem Sarmat und den Schuttkegelbildungen ein entsprechender Hiatus angenommen werden muss.

Es ist immer wieder dasselbe klare Bild und trotzdem versucht heute alles krampfhaft die Unteren Congerienschichten als unmittelbare Fortsetzung des brackischen Untersarmat darzustellen.

Übrigens hat SCHRÉTER selber in neuerer Zeit seine frühere Auffassung bezüglich der Kontinuität der Ablagerung zwischen unterem Sarmat und den Unteren Congerienschichten, sowie der stratigraphischen Gleichstellung der Unteren Congerienschichten mit dem mittleren und oberen Sarmat vollkommen revidiert.

In seiner Arbeit über die südöstliche Seite des Bükk-Gebirges (1939, S. 519, ungar. Text; S. 529—530 deutscher Text) schreibt er über jenes Gebiet: « Die Ablagerungen der sarmatischen Stufe bestehen grösstenteils aus kontinentalem, grünlichgrauem Ton, Sand, tonigem Sand und Schotter, teilweise aus Brackwasserton ».

« Es ist zu bemerken, dass nach der Fauna unsere Schichten nur dem russischen Untersarmat entsprechen ». (Übersetzung a. d. ungar. Text).

« Nach dem Untersarmat folgt im Gebiet der südöstlichen Vorberge des Bükk-Gebirges eine Denudationsperiode, die der sogenannten praepontischen Erosion der österreichischen Geologen entspricht. Sie formte den grössten Teil der hiesigen Peneplains.

Die Bildungen des Unterpannon transgredieren daher über vorher abgetragenes Gebiet ». (Übersetzung aus d. ungar. Text).

In gleichem Sinne äusserte er sich in seiner Arbeit über die Bohrungen von Debrecen (1940, S. 1156 ungar.; S. 1161 deutsch). Für die Bohrung I Debrecen stellte er fest, dass der von 598,94 m abwärts in grosser Mächtigkeit folgende Schichtkomplex ins untere Pliozän, in die « Pannonische » oder Pontische Stufe gehöre. Von 1.316,80 m bis 1.347,10 m, also in einer Mächtigkeit von bloss 30,30 m folgt dann unteres Sarmat.

« Somit folgen auch hier im NÖ-lichen Teile des Alföld unmittelbar über den untersarmatischen Ablagerungen die Schichten des unteren Pannon. Es kann angenommen werden, dass die in den anderen Teilen des grossen ungarischen Beckens bekannte, an das Ende des Miozäns fallende Denudationsperiode, die sogenannte praepontische Erosion auch hier wirksam war und einen Teil der abgelagerten sarmatischen Schichten wieder entfernen konnte. Über die nur in geringer Mächtigkeit erhalten gebliebenen unter-

Institutul Geologic al României

sarmatischen Schichten legt sich der Schichtkomplex des Unterpannon wahrscheinlich diskordant und transgressiv». (Übersetzung nach d. ungar. Text).

ZALÁNYI B. versucht nun mit Hilfe der Ostrakoden im ungarischen Becken zu entsprechenden stratigraphischen Gliederungen zu kommen. So scheidet er (1940) in den Profilen der Tiefbohrungen von Hadjúszoboszló und Tisztaberek im nordöstlichen Teil der Grossen Ungarischen Tiefebene auf Grund der Ostrakodenfauna zwischen brackischem Untersarmat im Liegenden und Unteren Congerienschichten im Hangenden einen überwiegend mergeligen Schichtkomplex aus, den er als «Übergangshorizont» bezeichnet. In diesem sollen aus dem unteren Sarmat aufsteigend die typisch untersarmatischen Formen allmählich abnehmen, die für die Unteren Congerienschichten bezeichnenden Formen dagegen zunehmen. Ungefähr in der Mitte des Komplexes ist nach ZALÁNYI (S. 1638) ein Gleichgewicht der Faunenelemente feststellbar. Dieser allmähliche Faunenübergang wird in 7 Schichten durch das Auftreten solcher Faunengemeinschaften gestört, deren Leitformen im Neogen bisher ganz unbekannt waren. Es handelt sich um auffallend grosse, meistens mit einem Überzug von Bitumen, Pyrit oder Markasit versehene Formen.

In den Schichten unmittelbar über dem unteren Sarmat (1.314,4—1.316,1 m) sind in den Bohrproben zahlreiche Pyrit-Markasitknollen vorhanden (S. 1640). Solche Pyrit-Markasitknollen und Überzüge von Pyrit und Markasit auf Ostrakodenschalen erwähnt ZALÁNYI auch aus 1.089,4—1.152,7 m Tiefe (S. 1663). Das Vorkommen der Pyrit-Markasitknollen, der steigende Gehalt an Kalkkarbonat sind nach ZALÁNYI Anzeichen einer wesentlichen Änderung des Biotops, ohne dass aber die untersarmatischen Elemente ganz ausgestorben wären (S. 1651). Über die Ablagerungsverhältnisse zur Zeit der Übergangszone bei Tisztaberek gelangt ZALÁNYI (S. 1695) auf Grund seiner Untersuchungen zu folgenden Resultaten: «Der Bildungsort der mergeligen Tone ist also im verhältnismässig seichten, geschützten, lagunenähnlichen, ins Litoral übergehenden Teil des Biotops, wo terrestrische Einflüsse kaum zur Geltung kamen».

Für Hajdúszoboszló stellt er (S. 1625 ung.; S. 1699 deutsch) diesen Übergangshorizont in einer Mächtigkeit von über 200 m fest (1.202,30—1.423,70 m). Im weiteren Verlauf der Arbeit spricht er dann bei Hajdúszoboszló stets nur noch von einem 70 m mächtigen Übergangshorizont zwischen 1.350—1.420 m. Er meint, dass die von der typischen unterpannonen und der untersarmatischen Fauna wesentlich abweichende Fauna dieses Übergangskomplexes sicher einen selbständigen Horizont bezeichne, der älter ist als das Unterpannon.

Bei der Tiefbohrung von Tisztaberek liegt dieser Übergangshorizont nach ZALÁNYI in einer Tiefe von 965,70—1.322,30 m, erreicht also ca 360 m Mächtigkeit.

Institutul Geologic al României

Im Verlauf seiner Untersuchungen haben sich ZALÁNYI immer mehr Anhaltspunkte dafür ergeben, dass über dem typischen Untersarmat in kaum merkbarem Übergang, stellenweise mächtige Kalkmergel, mergelige Tone und Tone auf Grund ihrer einheitlichen Fauna als Obersarmat abgegrenzt werden können.

« Das einheitliche Faunenbild des in ungefähr 300 m Mächtigkeit bekannten Übergangskomplexes ist im ungarischen Neogen vielleicht die interessanteste biostratonomische Erscheinung. Abgesehen von dem von LÖRENTHEY beschriebenen Vorkommen von Soceni kennen wir sonst keine so klassische Ausbildung der Übergangsschichten zwischen dem Unterpannon und dem unteren Sarmat als in dem Aufschluss von Tisztaberek » (ZALÁNYI, S. 1650).

Die stratigraphische Verwendbarkeit der sehr stark faziell bedingten Ostrakoden wird sich wohl erst klären, wenn in den verschiedensten Gegenden des Mittleren Donaubeckens die Ostrakodenfaunen ähnlich gründlich bearbeitet sein werden, wie ZALÁNYI das für die ungarischen Beckenteile in Angriff genommen hat, wenn auch die Ostrakodenfauna der limnischen Randzonen des Untersarmat bekannt sind, wenn die auf Grund der Ostrakoden aufgestellte Stratigraphie in Einklang gebracht werden kann mit der durch die Makrofossilien gegebenen stratigraphischen Gliederung und wenn noch viele andere Vorbedingungen erfüllt sein werden. Gegenwärtig stehen wir hier, wie auch aus der fleissigen Arbeit ZALÁNYIS hervorgeht, noch ganz am Anfang. Und zu Beginn neu in Anwendung gebrachter Untersuchungsmethoden (das Studium der Ostrakodenfaunen war bisher doch nur Sache einiger weniger Spezialisten), solange erst ein begrenztes Beobachtungsmaterial vorliegt, lässt sich dieses leicht in ein scheinbar klares, einheitliches System fassen. Die Schwierigkeiten beginnen oft erst mit dem Anwachsen des Beobachtungsmateriales.

So wird die stratigraphische Bedeutung der Feststellungen ZALÁNYIS bezüglich des allmählichen Überganges der Ostrakodenfauna aus dem unteren Sarmat in den « Übergangshorizont » und aus diesem wieder in die Unteren Congerienschichten dadurch gleich in Frage gestellt, dass SÜMEGHY (1939, S. 129) bei der Tiefbohrung von Tisztaberek für den Komplex zwischen 965 — 1.360 m, also für den « Übergangshorizont » ZALÁNYIS Untere Congerienschichten mit *Congeria banatica, Congeria ornithopsis, Limnocardium syrmiense, L. lenzi, L. baraci, Monodacna simplex* angibt.

Auch SCHRÉTER (1940, S. 1155—56) weist darauf hin, dass in der Tiefbohrung Debrecen I. ZALÁNYI in dem Komplex zwischen 1.242,50—1.316,80 m eine Ostrakodenfauna mit *Macrocypris* und anderen Formen festgestellt habe, die wesentlich von den Formen des Unterpannon abweichen und eher sarmatisches Gepräge zeigen (der « Übergangshorizont » ZALÁNYIS), da SCHRÉ-

Institutul Geologic al României

TER aber in diesem Komplex an Makrofauna nur Formen der Unteren Congerienschichten: *Congeria banatica*, *Limnocardium syrmiense*, dagegen keine einzige sarmatische Form gefunden habe, ausserdem auch keine einzige Foraminifere zum Vorschein gekommen sei, meint er wörtlich: «kann ich diesen Komplex anderswohin als in die Unterstufe des Unterpannon nicht einteilen, da wir bei der stratigraphischen Bestimmung doch nur die Makrofauna in erster Linie berücksichtigen müssen». (Übersetzung aus dem ungar. Text).

BOKOR (1939) glaubt auf Grund der bisherigen Literatur feststellen zu können, dass die Theorie einer vorpontischen Erosion auf weitgehenden Verallgemeinerungen und willkürlichen (!) Annahmen beruhe, kann aber auf Grund eigener Einsicht in keiner Weise hiezu Stellung nehmen. Jedenfalls müsste er, um das Fehlen einer vorpontischen Sedimentationslücke glaubhaft machen zu können, einen allmählichen Übergang zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten nachweisen können. Dies ist aber auch in seinem Gebiet am westlichen Rand der Ofener Berge nicht möglich, da er selber dem allgemeinen Einfallen des Sarmat mit 20—30° ein solches des Pont mit 5—6° gegenüberstellt. Dies schaut aber doch sehr nach Winkeldiskordanz und damit nach Sedimentationslücke aus.

In seinem Bericht über die Ergebnisse der im Gebiet von Budapest durchgeführten Erdgasforschungen meint LÓCZY (1939, S. 143) unter anderem: «Im Torton und Sarmatikum war ein grosser Teil des besprochenen Gebietes wahrscheinlich schon Festland, nachdem sich über die vulkanischen Tuffe lignithaltige Festlandtone lagerten. Die Sedimente des oberen Pannon lagern sich diskordant auf die denudierte Oberfläche der älteren Bildungen». Ferner meint LÓCZY (1939 a, S. 294 ungar.; S. 354 deutsch) eines der Hauptergebnisse der Bearbeitung des gesamten pliozänen Materiales des Budapester Geologischen Institutes durch SÜMEGHY betreffend: «Die pannonischen Sedimente lagerten sich auf ältere Gesteine von ganz verschiedenem Alter und Fazies ab. Ihr Liegendes bilden sehr oft die untersarmatischen Ablagerungen. In faunistisch faziellem Sinne genommene Übergangsschichten gibt es jedoch zwischen diesen beiden nicht, so dass zwischen den untersarmatischen und unterpannonischen Schichten eine Ablagerungsunterbrechung angenommen werden muss». (Übersetzung aus dem ungar. Text).

C) RUMÄNIEN

EINLEITUNG

Auch in den zu Rumänien gehörenden Gebieten des Mittleren Donaubeckens wurden verschiedene Vorkommen als Übergangsschichten mit Mischfauna gedeutet, so vor allem bei Soceni im Banat, ferner bei Lopadea Română

Institutul Geologic al României

und bei Săcădat in Siebenbürgen. Mit diesen Vorkommen habe ich mich schon in meiner früheren Arbeit (1935) auseinandergesetzt und habe dargelegt, dass aus diesen Vorkommen keine Übergangsschichten, keine Kontinuität der Sedimentation zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten konstruiert werden können.

Auch GILLET hat sich in den letzten Jahren wiederholt mit dem Sarmat und den Unteren Congerienschichten aus dem rumänischen Anteil des Mittleren Donaubeckens befasst. Sie bekennt sich im allgemeinen zu der Auffassung einer Kontinuität der Ablagerung im Mittleren Donaubecken vom Unteren Sarmat bis in die Unteren Congerienschichten, wobei sie allerdings für ausgedehnte Gebiete ein Fehlen des mittleren Sarmat zugibt. So konnte nach ihr in Siebenbürgen das Bessarab nicht nachgewiesen werden, vielmehr wird das Wolhyn hier allgemein in Diskordanz von den Unteren Congerienschichten überdeckt (1943, S. 12). Die gleichen Verhältnisse gibt sie auch für das Becken von Beiuș (nach PAUCĂ) an.

So soll nach GILLET (1943, S. 10) das Bessarab zwar in einem Teil des Mittleren Donaubeckens abgelagert, später aber während der Periode, die dem Beginn der alpinen Bewegungen entspricht, wieder erodiert worden sein. Also muss GILLET doch eine Erosionsperiode vor Ablagerung der Unteren Congerienschichten annehmen!

Wieder an einer anderen Stelle (S. 13) meint sie, dass bei den Vorkommen, die sie erwähne, das Bessarab sich ohne Lakune in die Schichten mit Congerien fortzusetzen scheine. Eine nähere Bezeichnung dieser Vorkommen fehlt aber. Bessarab gibt GILLET von zwei Vorkommen an: von Soceni und aus dem Becken von Zalău. Soceni kommt hier nicht in Frage, da hier die Congerienschichten diskordant über dem Sarmat liegen. Es bleibt also nur das von BETHLEN von Șimlăul Silvaniei im Becken von Zalău angegebene Vorkommen übrig, von dem BETHLEN eine kontinuierliche Sedimentation angegeben haben soll. Diese Schichten werden von GILLET in ihrer vergleichenden stratigraphischen Tabelle in das untere Bessarab gestellt.

Ich habe schon in meiner früheren Arbeit über dies Thema (1935, S. 280) auf den in der Arbeit von BETHLEN unverständlichen Widerspruch hingewiesen, in dem BETHLEN einerseits von einer vollständigen Regression gegen Ende des Mittelsarmat in dieser Gegend und einer erst zu Beginn der Unteren Congerienschichten einsetzenden neuerlichen Transgression spricht, andererseits aber an anderer Stelle über das gleiche Gebiet meint, dass der Übergang zwischen Sarmat und Pont nicht nur konkordant sondern auch faunistisch ganz allmählich sei.

Um diese angebliche Kontinuität der Sedimentation im Becken von Zalău in ihrer vergleichenden stratigraphischen Tabelle tatsächlich zu erreichen, muss GILLET hier die Schichten mit *Congeria banatica* und *Congeria partschi* schon im oberen Bessarab beginnen und ins untere Cherson

Institutul Geologic al României

reichen lassen, während die Melanopsisschichten hier ins Cherson eingereiht werden. Im Becken von Beiuș dagegen gehören nach der gleichen Tabelle die Schichten mit *Congeria partschi*, *Cong. subglobosa*, *Melanopsiden* erst ins Mäot, ebenso wie die Schichten mit *Congeria banatica* in Siebenbürgen. Unverständlich wird einem dann im Vergleich mit dieser stratigraphischen Gliederung die stratigraphische Deutung, die GILLET dem Profil zu Teil werden liess, das MATEESCU aus dem Becken von Zalău gab. Hier werden die Konglomerate mit den Melanopsiden und Congerien der Wiener Fazies ins Pont s. s. gestellt, die Tone mit *Congeria banatica* ins Mäot und die Mergel mit *Congeria partschi* ins Cherson. Ich glaube nicht, dass diesen stratigraphischen Deutungen dauernder Erfolg beschieden sein kann.

GILLET meint (1943 S. 14), dass in gewissen Gegenden infolge der hier weniger intensiven orogenetischen Bewegungen keine Emersion bedingt wurde (sollte da wieder das Gebiet von Șimlăul Silvaniei gemeint sein?); die Brackwasserfauna sei hier allmählich entsalzt worden und hätte sich hier allmählich in die Fauna der Unteren Congerienschichten umgebildet, die sich dann mit der Rückkehr des Wassers im ganzen Mittleren Donaubecken verbreitete.

Im Grunde genommen scheinen sich die Vorstellungen doch immer mehr anzugleichen.

1. OSTRAND DER THEISSEBENE

Banat. Während in der Nera-Caraș Bucht eindeutig untersarmatische Ablagerungen von den Unteren Congerienschichten diskordant überlagert werden, in der Caransebeș-Mehadia Bucht aber die Sedimentation mit der Ablagerung des unteren Sarmat abschliesst, wurde versucht, aus dem Vorkommen von Soceni in der Bârzava-Timiș Bucht ein klassisches Vorkommen von Übergangsschichten zu konstruieren. Ich habe dies Vorkommen schon 1935 besprochen und behandele es ausführlicher in der in Drucklegung befindlichen Monographie von Soceni. Jedenfalls kann hier von Übergangsschichten keine Rede sein. Es handelt sich vielmehr um Untersarmat, das diskordant von Unteren Congerienschichten überlagert wird.

Bucht von Beiuș. Für die Bucht von Beiuș wies PAUCĂ (1935) nach, dass nach Ablagerung der sarmatischen Sedimente eine lange kontinentale Periode folgte, während der die Ablagerungen des Sarmat und des Torton zum grössten Teil zerstört wurden. Das dadurch entstandene, reich gegliederte Relief wurde nachher von der folgenden pontischen Transgression vollkommen zugedeckt (S. 162). Während der kontinentalen Periode zur Zeit des oberen Sarmat und Mäot wurden die sarmatischen Ablagerungen im Innern des Beckens ganz erodiert, sie finden sich heute nur noch in den Randgebieten der Bucht in geringer Ausdehnung, während das Torton

Institutul Geologic al României

auch im Innern des Beckens noch in grösserer Ausdehnung vorhanden ist (S. 149).

Die Ablagerungen der Unteren Congerienschichten, die teils über Untersarmat, teils über Torton oder permomesozoische Ablagerungen transgredieren, enthalten an vielen Stellen neben der unterpontischen Fauna zahlreiche umgelagerte sarmatische und tortone Formen, die überrall Spuren des Transportes erkennen lassen. Ausserdem bedingt nach PAUCĂ das stratigraphische Verhältnis dieser zwei Stufen entschieden eine vorpontische Erosionsperiode.

Bucht der Weissen Criș. Im Tal der Weissen Criș bei Bogești liegt nach PETHŐ (1888, S. 55) über Phyllit pontisches, sandiges Konglomerat mit:

Melanopsis fossilis MART.
» *vindobonensis* FUCHS
» *bouei* FÉR.

ausserdem mit abgerollten und zerbrochenen, eingeschwemmten sarmatischen Fossilien:

Cerithium pictum BAST.
» *rubiginosum* EICHW.
Cardium obsoletum EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH

Sarmat selber ist aber in der weiten Umgebung keines aufgeschlossen.

2. SIEBENBÜRGEN

Die Frage, ob wir in Siebenbürgen mit einer Kontinuität der Sedimentation zwischen Sarmat und Congerienschichten rechnen können oder ob sich eine Schichtlücke zwischenschaltet, begegnet hier ebensolchen Schwierigkeiten wie in den übrigen Teilen des Mittleren Donaubeckens. In den Randgebieten ist eine Erosionsperiode auch im Siebenbürgischen Becken leicht nachzuweisen. In dem inneren Becken aber sind bisnoch sichere Anzeichen einer Erosionsperiode zwischen Sarmat und Congerienschichten nicht bekannt. Die Tatsache jedoch, dass der obere Komplex der sarmatischen Schichten Siebenbürgens überwiegend sandig ist und Schotterlagen enthält, die gegen die Ränder stark anwachsen, in Verbindung mit den Beobachtungen, dass in den Randbecken (Bucht von Mehadia, Bahna, Deva-Hațeg usw.) über den Bildungen mit untersarmatischer Fauna nur noch terrestre Bildungen folgen, scheint darauf hinzuweisen, dass auch das Siebenbürgische Becken nach Ablagerung des Untersarmat in der Hauptsache trocken gelegt war. Was ein Zurückbleiben von Reliktseen nicht ausschliesst. Ablagerungen solcher eventueller Reliktseen sind allerdings bisnoch auch in Siebenbürgen

Institutul Geologic al României

nicht bekannt geworden. Bei der grossen Übereinstimmung wenigstens in grossen allgemeinen Zügen mit den Verhältnissen in den übrigen Teilen des Mittleren Donaubeckens haben für das Siebenbürgische Becken dieselben Überlegungen zu gelten, wie sie weiter oben erörtert wurden und die zu der Folgerung führten, dass mit einer Erosionsperiode zwischen Untersarmat und den Unteren Congerienschichten im Gebiet des Mittleren Donaubeckens gerechnet werden müsse.

DIE RANDGEBIETE DES BECKENS

In den Randgebieten des Siebenbürgischen Beckens liegen die Unteren Congerienschichten überall transgressiv über unterem Sarmat, über Torton oder älteren Schichten. Zwischen dem Unterpont und dem Untersarmat klafft hier eine bedeutende Schichtlücke, die durch deutliche Erosionsflächen, durch Diskordanzen, durch schroffen Fazieswechsel und Beginn eines ganz neuen Sedimentationszykluses sich ganz eindeutig offenbart. Aus diesen Gebieten wurden nun auch in Siebenbürgen von der Grenze Pont/Sarmat zahlreicher Schichtprofile sarmatisch-pontische Mischfaunen angegeben. Verschiedene solcher Vorkommen erwähnen schon HAUER und STACHE (1863) von hier. Während sie aber in den meisten Fällen die sarmatischen und auch mediterranen Formen als umgelagert erkannten, sprachen sie die Fauna von Săcădat trotz «*Melanopsis bouei*» und «*Melanopsis pygmaea*» instinktsicher als entschieden sarmatisch an.

DER WESTRAND

Cicău-Ormeniș. 1898 gibt ROTH L. aus dem Gebiet südlich von Cicău aus dem tiefsten Teil der dort aufgeschlossenen Schotter- und Sandmassen bei der Mühle Georuț folgende Fauna an:

Congeria partschi CZJZ.
» *triangularis* PARTSCH
Cardium sp.
Tapes gregaria PARTSCH
Melanopsis impressa KRAUSS
» » *carinatissima* SAC.
Cerithium pictum BAST.

Er schreibt dazu wörtlich: «Hier haben wir also eine solche Mischfauna vor uns, die auch in dem Falle, wenn das *Cerithium pictum* und die *Tapes gregaria* aus den Örményeser sarmatischen Schichten hieher eingeschwemmt wurden, auf die Grenz- oder Übergangs-Schichten zwischen pontischen und sarmatischen Ablagerungen, auf ANDRUSOVS «Mäotische Stufe hindeutet».

Worauf ROTH diese Behauptung gründet, sagt er leider nicht. Wenn wir die sarmatischen Formen als umgelagert annehmen, was ja auch ROTH doch immerhin als möglich in Erwägung zieht, bleibt höchstens noch *Melanopsis impressa* übrig, die aber in Siebenbürgen sowohl aus dem Pont als auch aus

Institutul Geologic al României

dem Sarmat zitiert wird. Ausserdem hätten so wie die anderen sarmatischen Formen doch auch die Melanopsiden den Weg hieher aus benachbarten Sarmatvorkommen finden können.

1897 hatte ROTH aus den gleichen Schichten von Cicău ausser: *Congeria partschi*, *Cong. triangularis*, *Cardium* sp., *Melanopsis vindobonensis* noch als aus mediterranen Schichten umgelagert *Ostrea*, *Isocardia*, *Pectunculus* angegeben. Damals war ihm ANDRUSOVS Arbeit aus 1895 scheinbar noch nicht bekannt. Nachher hatten aber die umgelagerten mediterranen Formen für die Übergangsschichten kein Interesse mehr.

Eine ganz ähnliche Faunenmischung erwähnt ROTH (1898) von Ormeniș:

Congeria partschi CZJZ.
» *sub-Basteroti* TOURN.
Cardium sp.
Melanopsis pygmaea HOERN.

« nebst welchen Formen sich auch, als von der pontischen Flut hereingeschwemmt *Cerithium pictum*, *Cerithium disjunctum* und *Tapes gregaria* finden ».

Hier kann ROTH nicht mehr von Übergangsschichten sprechen, weil diese Mischfauna nicht der tiefsten Schichte des Pont entstammt. Vielmehr liegt hier über dem Sarmat erst pontischer Schotter und darüber erst der Sand mit der Mischfauna.

Mit diesen Vorkommen von Cicău-Ormeniș befasst sich neuerdings auch VANCEA (1942). Nach ihm sind im Bache Mirăslău bei der ersten Mühle Georuț, bei Kote 280, feine fossilleere Sande aufgeschlossen. Darüber folgen schieferige Mergel, dann konglomeratische Schotter mit Melanopsis. Darüber folgen wieder Sande, die bei der dritten Mühle, westlich der Kote 291, grobe Konglomerate enthalten mit vielen Fossilien:

Melanopsis impressa KRAUSS
» *pygmaea* HOERN.
Micromelania sp.
Congeria partschi CZJZ.
» *ornithopsis* BRUS.
Cardium plicatum EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH
Ervilia podolica EICHW.
Cerithium pictum BAST.
Trochus pictus EICHW.
Bruchstücke von *Ostrea* und *Pecten*

Es handelt sich hier somit um eine Mischfauna aus ziemlich hohen Schichten im Unterpont.

L o p a d e a R o m â n ă. Das Vorkommen von Lopadea Română wurde von LÖRENTHEY (wenn wir von HEREPEY — 1865 — absehen wollen) zuerst eingehender bearbeitet. Sowohl in seinem Bericht über die Resultate seiner geologischen Exkursion im Sommer 1891 (1893) als auch in seiner Arbeit über die unteren pontischen Ablagerungen des Szilágyer Komitates und Siebenbürgens (1893) behandelt er das Gebiet von Lopadea Română ausführlich. Doch hat LÖRENTHEY das hier doch beträchtlich aufgeschlossene Sarmat im Liegenden der pontischen Ablagerungen übersehen. Er kennt von

Institutul Geologic al României

hier nur oberes Mediterran und Pont. Auch in den pontischen Konglomeraten fand LÖRENTHEY keine umgelagerten sarmatischen Fossilien sondern nur einige aus dem oberen Mediterran umgelagerte, zum Teil von Lithothamnium überzogene Ostreen.

Die Übergangsschichten von Lopadea Română wurden von PÁVAY-VAJNA (1910 und Centralblatt 1913) eingehend erörtert.

Nach ihm bestehen hier die sarmatischen Ablagerungen aus dunkelgrauem Ton, sandigen feinkörnigen Schottern und gröberen sandigen, häufig konglomeratischen Schottern. Die Fauna dieser Schichten ist rein sarmatisch. Nach oben wird das Sarmat im Travas-Wald von einer deutlichen Erosionsfläche mit Erosionstaschen begrenzt. Die Erosionstaschen ausfüllend und überlagernd legt sich über das Sarmat eine einheitliche Decke von grobkörnigen, losen, weniger sandigen, stark abgerollten Schottern. In diesen Ablagerungen sind die sarmatischen Fossilien brüchig, stark abgerollt, sicher umgelagert. Sehr häufig sind folgende unterpontische Formen: *Congeria partschi*, *ornithopsis*, *subglobosa*, *Melanopsis fossilis*, *vindobonensis* usw.

Somit sind hier am Kontakt der Pontischen und der Sarmatischen Stufe deutliche Spuren einer Erosionsperiode zu sehen, ausserdem ist die petrographische Verschiedenheit der Bildungen auffallend und die Faunen der beiden Stufen zeigen einen ganz schroffen Wechsel. Die Behauptung GAÁLS (1912), dass bei Lopadea ein allmählicher Übergang aus den sarmatischen in die pontischen Ablagerungen vorhanden sei, wird daher von PÁVAY (1913) ganz entschieden als falsch zurückgewiesen.

Aus dem Pârău Barsa bei Lopadea Română beschrieb PÁVAY (1910) über fossilreichem Sarmat lockere pontische Sand- und Schotterschichten, in denen mehrere Kubikmeter grosse Blöcke älterer Sedimente vorkommen. Aus diesen Schichten erwähnt er neben unterpontischen Congerien und Melanopsiden auch abgeriebene, eingeschwemmte mediterrane und sarmatische Formen:

Congeria partschi CZJZ.
» *ornithopsis* BRUS.
» *subglobosa* PARTSCH
Congeria cf. *batuti* BRUS.
Melanopsis fossilis MART.
» *fuchsi* BRUS.

Aus dem Mediterran und Sarmat umgelagert:

Tapes gregaria PARTSCH
Venus cf. *umbonaria* LAM.
Lucina columbella LAM.
Cerithium pictum BAST.
Turritella cf. *vermicularis* BROCC.
Trochus patulus BROCC.
Melanopsis impressa bonelli SISM.
» cf. *carinatissima* SACC.

Seite 431 betont PÁVAY ausdrücklich, dass er in seinem ganzen Gebiet nirgends eine Übergangsschichte zwischen dem Sarmat und Pont gefunden habe. Stets sind es typische pontische Bildungen, die den sarmatischen Schichten auflagern.

Institutul Geologic al României

Nach GILLET (1943) soll bei Lopadea Română dagegen ein vollständiges Profil der sarmatischen Schichten und des Slavon aufgeschlossen sein. Sie gibt dies Profil folgendermassen an:

Tone mit Planorbis, Hydrobia und Congeria sp.
Sande, Schotter, sehr grobe Konglomerate mit Congerien des Wiener Beckens (sarmatische und selbst tortone Arten umgelagert).
Sande und Konglomerate fast horizontal mit fluviatiler Struktur; Fauna des Wolhyn gemischt mit *Melanopsis impressa*.
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~ Diskordanz.
Tone des Wolhyn mit Cerithien, Modiolen, Limnocardien. Stark gefaltet.

Woher GILLET die starke Faltung der wolhynen Tone und die Diskordanz zwischen diesen Tonen und den fast horizontalen Sanden und Konglomeraten mit wolhyner Fauna hernimmt, weiss ich nicht. Diese Vorkommen liegen westlich der gefalteten Zone, auf dem Grundgebirgssockel. Hier fällt sogar das darunterliegende Obermediterran flach, ungefaltet gegen das Becken ein. Die Faltungen des Neogen beginnen erst weiter östlich, bei Mirăslău und Ormeniș, was auch von PÁVAY (S. 420) gerade im Gegensatz zum Gebiet von Lopadea hervorgehoben wird.

Auch in den von PÁVAY veröffentlichten Profilen liegen bei Lopadea die sarmatischen Tone an der Basis genau so fast horizontal und ungefaltet wie die darüber folgenden sarmatischen Konglomerate. Eine scharfe Erosionsdiskordanz ist dagegen höher oben zwischen den sarmatischen und den pontischen Konglomeraten und Schottern tatsächlich vorhanden.

Das Vorkommen von Lopadea behandelt auch VANCEA (1942) im Sinne PÁVAYS.

## DER SÜDRAND

S ă c ă d a t. Schon HAUER und STACHE (1863, S. 580) befassten sich mit dem Vorkommen von Săcădat und gaben von hier folgende Fauna an:

*Murex sublavatus* BAST.
*Cerithium pictum* BAST.
» *rubiginosum* EICHW.
*Buccinum duplicatum* SOW.
» *costulatum* BROCCH.
*Melanopsis impressa* KRAUSS
» *bouei* FÉR.
» *pygmaea* HOERN.
*Trochus podolicus* DUB.
*Nerita grateloupana* FÉR.

Sie meinten zu dieser Fauna: « Dass die Tone und Sande von Săcădat wirklich den Cerithienschichten angehören, wird durch ihre Fauna ausser Zweifel gestellt ».

Institutul Geologic al României
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~

KOCH (1900, S. 182—183, 189—191) ergänzte diese Fauna und führte ausser obigen Formen noch folgende an:

Cerithium mediterraneum DESH.
» *an* n. sp.
Buccinum nodosocostatum HILB.
» *baccatum* BAST. (statt *duplicatum* bei HAUER)
Trochus papilla EICHW.
» *an* n. sp.
Hydrobia sp.
Fusus an n. sp.
Mactra podolica EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH
Cardium sp.
Congeria sub-Basteroti DESH.

Diese reiche gemischte Fauna (mediterrane, sarmatische und pontische Formen) findet sich nach KOCH in sandig-schotterigen, unregelmässigen Einlagerungen der schieferigen, bläulichgrauen Tonmergel. Diese obere sandig-schotterige Schichtlage soll nach KOCH in der Übergangszeit zwischen der Sarmatischen und der Pontischen Stufe zur Ablagerung gekommen sein. Diese Schichten könnten nach KOCH (S. 193) daher in die Praepontische Stufe gestellt werden. Da aber unmittelbar unter den Schichten mit dieser gemischten Fauna die Schichten des neogen-marinen Salztones unter der Sohle des Alttales liegen, kann nach ihm bei Săcădat nicht sicher festgestellt werden, ob diese Schichten tatsächlich zwischen typischem Sarmat und dem untersten pontischen Horizont liegen, « da selbe auch dem oberen Horizont der sarmatischen Ablagerungen entsprechen könnten ».

Dies Gebiet wurde nachher von HALAVÁTS (1913) eingehender untersucht. Der unterste Teil des Sarmat wird nach ihm hier von dunkelblauem gut geschichtetem Ton gebildet, in dessen oberem Teil grobkörnige dünne Sandschichten zwischengelagert sind, aus denen die reiche Fauna von Săcădat stammt. Darüber folgen blauer Sand, ferner gelber Sand mit viel Muskovit, im oberen Teil mit einer dünnen Tuffschichte. Darüber folgt wieder blauer, bald gelber gröberer Sand mit zwischengelagerten tonigen Streifen. In letzterem fand HALAVÁTS an mehreren Stellen *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium*.

Darüber erst folgt der pontische Ton.

HALAVÁTS führt aus den unteren Sandschichten von hier folgende Formen an:

Cerithium mitrale EICHW.
» *rubiginosum* EICHW.
Neritina grateloupana FÉR.
Murex sublavatus BAST.
Buccinum duplicatum SOW.
Hydrobia frauenfeldi HOERN.
Melanopsis impressa KRAUSS
» *oltszakadatensis* HAL.
» *protopygmaea* HAL.
Spirorbis heliciformis EICHW.
Cardium obsoletum EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH
Congeria zoisi BRUS.

Die früher von hier als *Melanopsis bouei*, *Mel. pygmaea* und *Congeria sub-basteroti* erwähnten Formen wurden von HALAVÁTS in: *Melanopsis oltsza-*

Institutul Geologic al României

kadatensis HAL., *Mel. protopygmaea* HAL. und *Congeria zoisi* BRUS. umgetauft. Abgesehen von dieser faunistischen Richtigstellung, durch die die angeblich pontischen Melanopsiden dieser untersarmatischen Fauna ausgeschieden wurden, stellte HALAVÁTS auch fest, dass diese versteinerungsreiche Schichte in den unteren Komplex des Sarmat gehört, dass von einer Übergangsschichte somit nicht gesprochen werden kann.

Die reiche Fauna, die ich von hier sammelte, entspricht in ihrer Zusammensetzung vollkommen der Fauna des unteren Sarmat von Soceni und zwar in noch viel weitgehenderem Ausmasse, als das auf Grund der Faunenlisten von KOCH und HALAVÁTS den Anschein hat.

C i s n ă d i a. HAUER und STACHE (1863, S. 251) hatten von hier *Melanopsis martiniana* und *Paludina sadleriana* (?) angeführt und erwähnt, dass nach ACKNER hier auch Petrefakten der Cerithienschichten, ja selbst der marinen Neogenschichten vorkommen.

Diese gemischte Fauna wird auch von VANCEA (1942) aus dem Valea Ursilor bei Cisnădia erwähnt.

R e t i ş. CIUPAGEA und VANCEA (1937) fanden in der tiefsten Schichte der unterpontischen Sande und Konglomerate bei Retiş folgende gemischte Fauna:

Congeria sp.
Melanopsis sp.
Cardium sp.
Mactra sp.
Ervilia podolica EICHW.
Cerithium sp.

CIUPAGEA und VANCEA glauben, dass man durch ein eingehendes Studium der Fossilien dieser Übergangszone die für das Mäot charakteristischen Fossilien wird feststellen können.

Ob *Congeria* sp., *Melanopsis* sp. und *Cardium* sp. dieser Fauna sarmatische Formen oder solche der Unteren Congerienschichten sind, kann man diesen Angaben natürlich nicht ansehen. Die Fauna soll aus konglomeratischen Lagen von der Basis der pliozänen Schichten stammen. Wenn diese Angabe stimmt, ist doch wohl anzunehmen, dass die sarmatischen Formen dieser Fauna umgelagert sind. Ein Mäot wird sich aus diesen Formen sicher nicht konstruieren lassen.

1942 bespricht VANCEA das Vorkommen von Retiş mit gemischter Fauna nochmals, ohne neue Daten zu bringen.

DAS INNERE DES BECKENS

Im Innern des Beckens, im Gebiet zwischen der Târnava Mare und der Mureş ist die Abgrenzung des Sarmat gegen das Pont nur eine Verlegenheitslösung, der mehr praktisch kartographisches Interesse zukommt,

Institutul Geologic al României

aber keine sicheren Ausgangspunkte für die Lösung der uns hier beschäftigenden stratigraphischen Probleme liefert.

Das Sarmat besteht aus einer Wechsellagerung von Sanden und Mergeln mit zwischengelagerten Dazittuffen und gelblichen oder grauen dolomitischen Kalken. In einem grossen Teil des Beckeninneren schliesst das Sarmat nach oben mit dem Horizont der blätterigen Mergel und dem Tuff von Bazna ab. Wo in diesen Schichten bisher Fossilien gefunden wurden, sind es stets die brackischen sarmatischen Formen.

Über dem blätterigen Mergel folgen die mehr weniger sandigen grauen, manchmal braunen pliozänen Mergel mit dünnen Schichten weissen, nicht dolomitischen Kalkes. In der Gegend von Bălcaci erreichen solche Kalkschichten eine Dicke bis zu 50 cm und CIUPAGEA fand im Dom von Copșa Mică eine Bank von über 6 m Dicke.

In den Mergeln und weissen Kalken über dem Tuff von Bazna ist von der sarmatischen Fauna nichts mehr zu finden. Es wird aus dem basalen pontischen Horizont dieses Gebietes nur die typische unterpontische Fauna mit *Limnocardium lenzi* usw. angegeben.

Somit ist der faunistische Fazieswechsel hier genau so schroff wie in den Randgebieten.

Dazu kommt, dass im grössten Teil des Siebenbürgischen Beckens der obere Schichtkomplex des Sarmat grobsandig, konglomeratisch wird und sehr viel Lignitspuren und verkohlte Pflanzenreste enthält, dass sandig-konglomeratische Lagen mit fluviatiler Struktur oft bis weit ins innere Becken hineinreichen, dass die zwar auch in tieferen Horizonten schon lokal auftretenden, im oberen Schichtkomplex aber in weit ausgedehnten Gebieten gerade des innern Beckens generell werdenden zahlreichen dolomitischen Süsswasserkalkeinlagerungen mit zahlreichen Resten von Insekten und Pflanzen auch auf ein zusammenschrumpfendes Seebecken hindeuten. Über diese Ablagerungen legen sich dann mit ganz anderer faunistischer Fazies die pontischen Ablagerungen als Zeichen eines ganz neu beginnenden Sedimentationszykluses.

Dieser neue, pontische Sedimentationszyklus setzt wahrscheinlich mit den mächtigen unteren schotterigen Sanden der Wiener Fazies (mit dickschaligen Congerien- und Melanopsisformen) ein, die, wie das im Abschnitt über das Pont näher ausgeführt wurde, auf den südlichen Beckenteil mit dem Zentrum ihrer Verbreitung im Gebiet südlich von Sighișoara beschränkt sind. Aus dieser quer durch das ganze Becken ziehenden Zone der unteren Sande und Schotter breitete sich der darüberliegende, mächtige Mergelkomplex der Beočiner Fazies (mit dünnschaliger Limnocardien-, Congerien- und Valenciennesienfauna) sowohl nach Norden als auch nach Südwesten aus. Vielleicht sind aber die basalen Konglomerate bloss als littorale Fazies der Mergel des inneren Beckens aufzufassen.

Institutul Geologic al României

D) ZUSAMMENFASSUNG

Wenn wir kurz die Ergebnisse obiger Auseinandersetzungen zusammenfassen, kommen wir zu folgenden Feststellungen.

In den weiten Randgebieten der Ostmark, wo wir entsprechende Aufschlüsse haben, ist zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten allgemein Diskordanz und Erosionslücke zu beobachten. Im innern Teil des Wiener Beckens liegen die Schichtpakete dagegen scheinbar konkordant und zeigen in ihrer petrographischen Ausbildung oft grosse Ähnlichkeit. Es sind graue sandige Tone, Mergel, Sande usw. so dass sie meistens allmählich in einander überzugehen scheinen. Abgesehen davon fehlt aber auch im Innern des Beckens bisnoch jeder paläontologische Nachweis für das Vorkommen von mittlerem und oberem Sarmat, sowie von Mäot. Der einzige Grund, der hier für eine Kontinuität der Sedimentation sprechen könnte, ist die scheinbar konkordante Lagerung der Schichten.

Gegen die Annahme einer Kontinuität der Sedimentation in dem Sinne, dass ohne Einschaltung einer relativen Trockenperiode im Wiener Becken bloss eine allmähliche Aussüssung des sarmatischen Brack erfolgte, sprechen folgende Tatsachen:

a) Die ganz allgemein sichtbaren, grossen Regressionserscheinungen an der Oberkante der sarmatischen Schichten der Randgebiete des Mittleren Donaubeckens, sowie die ganz allgemein feststellbaren grossen Regressionserscheinungen selbst im Euxinischen Becken beginnend mit dem ausgehenden Untersarmat. Diese Regression legte auch im Euxinischen Becken riesige Gebiete trocken, so dass bereits das mittelsarmatische Meer im Euxinischen Becken stark zusammengeschrumpft, das des oberen Sarmat aber schon ganz nach Südosten abgedrängt war. Ganz Wolhynien, Podolien, Nord- und Mittelbessarabien zum Beispiel waren während des oberen Sarmat trockengelegt. In Südbessarabien dagegen sind Ablagerungen des oberen Sarmat bekannt (MACAROVICI, 1940), jedoch mit wesentlich anderer Fauna: zahlreiche neue Mactra-Arten, sowie Unio-Arten. Wir haben zur Zeit des Obersarmat in Südbessarabien einen stark zusammengeschrumpften, seichten, stark ausgesüssten See.

Diese Regressionserscheinungen nach dem unteren Sarmat fallen zeitlich zusammen mit der nachsarmatisch-vorpontischen gebirgsbildenden Phase, die STILLE die attische nennt.

b) Die in den Randgebieten des Mittleren Donaubeckens überall über weite Gebiete feststellbare Transgression der Unteren Congerienschichten. Diese Erscheinung ist so allgemein, dass ihr ein genereller Charakter zugesprochen werden muss.

c) Der ganz schroffe Wechsel in der Fauna, der mit der Unterkante der Unteren Congerienschichten überall einsetzt. Übergangsschichten zwischen

Institutul Geologic al României

Sarmat und Unteren Congerienschichten, die einen allmählichen faunistischen Übergang des Sarmat in die Unteren Congerienschichten, also eine Kontinuität der Sedimentation beweisen könnten, sind bisnoch im Mittleren Donaubecken keine nachgewiesen worden. Alle die Vorkommen, die bisher als Übergangsschichten in diesem Sinne veröffentlicht wurden, können einer kritischen Betrachtung nicht standhalten. Ausserdem liegen alle diese Vorkommen, die durch ihr Faunengemisch die Kontinuität der Sedimentation beweisen sollen, gerade in den Randgebieten, wo selbst die verbissensten Verfechter der Kontinuitätstheorie die Erosionsperiode zwischen Untersarmat und Congerienschichten zugeben müssen. Das Vorkommen einiger gemeinsamer Arten sowohl in den sarmatischen Schichten als auch in den Unteren Congerienschichten beweisen in dieser Richtung auch nichts, da es sich hier einerseits überwiegend um Formen der limnisch-fluviatilen Fazies handelt, die in den Randgebieten vom Helvet bis ins Pont persistierten und zur Zeit der Ablagerung der Unteren Congerienschichten plötzlich das ganze Becken in Besitz nahmen, andererseits zum geringen Teil noch um Formen (Cardien), die bereits zur Zeit des unteren Sarmat aus dem brakkischen in das limnisch-fluviatile Milieu einwanderten, sich hier den neuen Verhältnissen entsprechend umformten (Zwergwuchs) und auf diesem Umweg später auch in die Gewässer gelangten, aus denen die Unteren Congerienschichten abgelagert wurden. Die reiche untersarmatische Brackfauna des Mittleren Donaubeckens ist schlagartig restlos verschwunden. Es finden sich in den Basisschichten der Unteren Congerienschichten bloss umgelagert vereinzelte sarmatische brackische Formen.

Wenn im Wiener Becken ein allmählicher Übergang aus dem marin-brackischen Sarmat in die Süsswasserablagerungen der Unteren Congerienschichten erfolgt sein soll, dann müsste eine allmähliche Aussüssung des Wassers von den Rändern gegen das Beckeninnere fortschreitend angenommen werden. Das heisst, die oberen Wasserschichten wären zuerst durch Süsswasser verdrängt worden und in grösserer Tiefe, in ruhigeren Becken wäre das Brackwasser längere Zeit liegen geblieben. Infolgedessen hätte die limnische Bodenfauna nur von den seichten randlichen Gebieten vorerst Besitz ergreifen können, während im Beckeninnern die brackische Fauna persistieren konnte. Es müsste daher im Beckeninnern noch ein Komplex brackischer Ablagerungen zu finden sein, dem stratigraphisch in den Randgebieten schon Ablagerungen mit der bereits ausgesüssten Fazies der Unteren Congerienschichten entsprechen würden. An den Beckenrändern müssten wir somit unter dem Horizont, der im Beckeninnern die Unterkante der Congerienfazies bezeichnet, noch tiefere Horizonte vom Typus der Congerienschichten feststellen können.

Die Süsswasserbildungen vom Typus der Unteren Congerienschichten waren vom Beginn des Helvet herwärts tatsächlich aus den Randgebieten

Institutul Geologic al României

in allmählichem Vordringen gegen das Innere des Mittleren Donaubeckens. Zwischen den marinen und den brackischen Ablagerungen sind die Süsswasserablagerungen, je mehr wir gegen das Beckeninnere vorschreiten, immer höheren Horizonten zwischengelagert. Leider kennen wir bisnoch nur wenig Spuren der Süsswasserablagerungen aus dem Miozän. Ein grosser Teil der noch vorhandenen ist heute sicher noch unbekannt, teils vernachlässigt, weil die marinen Fossilien der Bildungen, denen diese Süsswasserschichten eingelagert sind, sich zu geologischen Altersbestimmungen besser eignen, teils werden einzelne Vorkommen eventuell sogar noch immer als Untere Congerienschichten gedeutet. Zum grossen Teil aber waren diese Süsswasserablagerungen und -einlagerungen, weil in den Randgebieten als geringmächtige fluviatile, limnische Ablagerungen gelegen und durch das Absinken der Erosionsbasis infolge des sinkenden grossen Beckens immer mehr in die Erosionszone gerückt, der Zerstörung durch die nachträgliche Erosion stärker ausgesetzt. Trotzdem ist aber dieser geologische Vorgang während dem Miozän einwandfrei zu erkennen. Im Helvet sind diese Süsswasserbildungen auf die äussersten Randgebiete beschränkt. Sie sind vorläufig hauptsächlich im SW bekannt und zwar im Helvet (Bosnien—Herzegowina, Dalmatien usw.) und im Torton (Fünfkirchen). Im Sarmat treten diese Süsswassereinlagerungen dagegen schon im Wiener Becken selber und im Burgenland auf.

Durch die Oberkante des Sarmat aber wird dieser Vorgang plötzlich abgeschnitten. Die brackischen Ablagerungen hören plötzlich auf und die im Innern des Beckens in riesiger Mächtigkeit sich nun ablagernden Süsswasserbildungen der Unteren Congerienschichten zeigen eine rückläufige Bewegung. Wir sehen nun ein rasches Transgredieren der Unteren Congerienschichten aus dem Beckeninneren heraus über die Ränder, wobei auch im Beckeninneren der basale Horizont der Unteren Congerienschichten bereits in ausgesprochener Süsswasserfazies über der marinbrackischen Fazies des Sarmat auftritt und in stratigraphischer Beziehung vielfach eher älter ist als die basalen Lagen der Congerienschichten der Beckenränder. Selbst im Wiener Becken gibt FRIEDL über dem Sarmat als tiefste Zone der Unteren Congerienschichten sowohl für das Beckeninnere als auch für den Beckenrand die gleiche Zone mit *Congeria ornithopsis* mit der gleichen Süsswasserfauna an, nur in den zentralen Gebieten des Beckens (Bohrung Gajary) mit 227 m Mächtigkeit, am Beckenrand dagegen mit bloss 30—60 m Mächtigkeit. Bei diesem auffallend grossen Unterschied in der Mächtigkeit ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, dass die basalen Schichten der 227 m mächtigen Ornithopsis-Zone bei Gajary im Beckeninnern doch eventuell älter sind und die nur 30—60 m mächtigen Ablagerungen der Ornithopsis-Zone des Beckenrandes nur dem oberen Abschnitt der Ornithopsis-Zone der zentralen Teile des Beckens entsprechen. Tatsächlich nimmt

Institutul Geologic al României

der Unterschied in der Mächtigkeit der verschiedenen Schichtkomplexe des Beckeninnern einerseits und des Beckenrandes andererseits nach oben dann auffallend ab (siehe FRIEDL, S. 22—23). In seiner späteren Arbeit bezeichnete FRIEDL (1937) die « Übergangsschichten » als Zone mit *Melanopsis impressa* und stellte sie nunmehr nicht mehr ins Sarmat sondern als tiefste Schichte an die Basis der Unteren Congerienschichten. Da die stets nur sehr gering mächtigen und in ihrer Ausdehnung lokal sehr beschränkten Vorkommen der « Übergangsschichten » meiner Meinung nach eine sehr heterogene Gesellschaft darstellen, ändert auch ihre Umbenennung in « Zone mit *Melanopsis impressa* » an dem oben skizzierten geologischen Bild nichts. Vielleicht kann im Wiener Becken tatsächlich eine Zone mit *Melanopsis impressa* ausgeschieden werden. In diesem Falle deckt sich aber die « Zone mit *Melanopsis impressa* » keineswegs mit dem, was bisher im Wiener Becken als « Übergangsschichte » bezeichnet wurde, sondern umfasst höchstens auch einen Teil dieser Vorkommen. Falls die « Zone mit *Melanopsis impressa* » an der Basis der Unteren Congerienschichten im Wiener Becken tatsächlich als selbständige Zone aufrechterhalten werden kann, wäre die kartographische Festlegung ihrer Verbreitung innerhalb des Wiener Beckens von grossem Interesse. Wobei allerdings bei der Beurteilung dessen, was zu dieser Zone gerechnet werden kann, sehr kritisch vorgegangen werden muss, wenn die Arbeit einen Wert haben soll.

Um diese Überlegungen werden wir nicht herumkommen, wenn wir die Möglichkeiten für die Annahme einer Kontinuität in der Sedimentation von den brackischen Ablagerungen des Sarmat in die Süsswasserablagerungen der Congerienschihten überdenken. Wenn der Übergang tatsächlich ein allmählicher gewesen sein soll, ist es gar nicht einzusehen, weshalb bisher nirgends im Bereich des Mittleren Donaubeckens ein Schichtkomplex gefunden werden konnte, in dem tatsächlich ein normaler allmählicher Übergang der sarmatischen Fauna in die der Congerienschichten festgestellt werden kann, Übergangsschichten also, die einer Kritik standhalten können, nicht aber das was bisher als Übergangsschichten ausgegeben wurde.

Der Faunenwechsel an der Grenze Untere Congerienschichten/Sarmat ist allenthalben ein sehr plötzlicher. Dies ist aber nur zu verstehen, wenn angenommen wird, dass das Brackwasser, das während dem Sarmat das Mittlere Donaubecken füllte, nicht ganz allmählich von Süsswasser verdrängt wurde, sondern wenigstens in der Hauptsache abgezapft war, bevor das Süsswasser der Congerienschichten sich staute.

Es muss somit nach Ablagerung des Untersarmat eine sehr weitgehende Entwässerung des Mittleren Donaubeckens erfolgt sein. Wie weitgehend diese Entwässerung war, welche Ausdehnung eventuell zurückgebliebene Reliktseen hatten und in wie weit sie einen brackischen Einschlag bewahren konnten, ist vorläufig nicht feststellbar. Da aber die Gewässer, aus denen

Institutul Geologic al României

die Unteren Congerienschichten (auch deren Basisschichten im Innern der Becken) abgelagert wurden, durch ihre Fauna ausgesprochen limnischen Charakter verraten, ohne brackischen Einschlag, können eventuell zurückgebliebene brackische Reliktseen zur Zeit des mittleren und oberen Sarmat sowie des Mäot keine so grosse Ausdehnung gehabt haben, dass ihr Brackwasser den Salzgehalt des Sees zur Zeit der Ablagerung der Unteren Congerienschichten hat beeinflussen können.

Durch Abriegelung des Mittleren Donaubeckens im Südosten trat rückläufige Bewegung ein, alle Gewässer aus dem grossen Einzugsgebiet des Mittleren Donaubeckens stauten sich auf und die Transgression der Unteren Congerienschichten setzte ein. Die limnische Fauna vom Charakter der Fauna der Unteren Congerienschichten, die zur Zeit des Helvet-Sarmat vor allem die grossen Randgebiete des Mittleren Donaubeckens bevölkerte, breitete sich nun über das ganze Mittlere Donaubecken aus. Diese Fauna wird durch Formen (Cardien) bereichert, die auf sarmatische brackische Formen zurückzuführen sind und deren Vorläufer wohl schon während des unteren Sarmat in das limnische Milieu der Randgebiete eingewandert waren. Andererseits konnten diese Formen auch aus den ausgesüssten Reliktseen, die während der Zeit des mittleren und oberen Sarmat sowie des Mäot anzunehmen sind, in die Wässer der Unteren Congerienschichten gelangen. DAVIDASCHVILI will sie allerdings auf Formen der miozänen Süsswasserschichten, Oncophora-Schichten, zurückführen (siehe S. 377).

Institutul Geologic al României

VI. DIE SARMATISCHE STUFE IM MITTLEREN DONAUBECKEN

EINLEITUNG

Die sarmatische Fauna der verschiedenen Gebiete des Mittleren Donaubeckens ist bisnoch leider keiner monographischen paläontologisch-stratigraphischen Bearbeitung teilhaftig geworden. Die Bearbeitung einzelner Lokalfaunen können wohl wertvolle Beiträge liefern, zur Lösung der schwebenden Probleme aber wäre eine einheitliche, gründliche Aufsammlung und Bearbeitung der Faunen einer möglichst grossen Anzahl der wichtigsten Sarmatprofile aus verschiedenen Teilen im Mittleren Donaubecken dringend notwendig. Leider sind bisnoch in dieser Richtung nicht einmal Ansätze zu sehen. Wenn ich im Folgenden mich mit den bisherigen Versuchen einer Gliederung unseres Sarmat kurz auseinandersetze, geschieht dies vor allem, um mit ganz besonderem Nachdruck auf die Notwendigkeit einer solchen umfassenden, kritischen Bearbeitung der Sarmatfaunen hinzuweisen. Wir kommen in der Diskussion nicht weiter, so lange die verschiedenen Sarmatfaunen von verschiedenen Händen und daher nach verschiedenen Grundsätzen, mit verschiedener Gründlichkeit und Zuverlässigkeit eingesammelt zur Untersuchung gelangen, so lange bei den verschiedenen Autoren die verschiedensten Formen unter dem gleichen Namen und gleiche Formen unter verschiedenen Namen auftreten. Es fehlen da die Grundlagen zu einer vergleichenden stratigraphischen Bewertung, zur Entscheidung der Frage, ob im Mittleren Donaubecken eine Gliederung des Sarmat auf faunistischer Basis möglich ist.

A) DAS SARMAT IM EUXINISCHEN BECKEN

Eine stratigraphische Gliederung der sarmatischen Ablagerungen auf paläontologischer Grundlage wurde bisher nur im Euxinischen Becken (Russland und Rumänien) durchgeführt. Alle Versuche, eine solche Gliederung des Sarmat auch für das Mittlere Donaubecken nachzu-

Institutul Geologic al României

weisen, waren bisher erfolglos. Bevor ich daher auf die neueren Versuche einer Gliederung des Sarmat im Mittleren Donaubecken zu sprechen komme, gebe ich auf Grund der Arbeit KOLESNIKOVS « Die sarmatischen Mollusken » (1935) einen kurzen Überblick über die Gliederung des Sarmat im Euxinischen Becken.

1. Im unteren Sarmat unterscheidet KOLESNIKOV zwei Horizonte:

a) Der untere Horizont umfasst die Übergangsschichten vom Konkahorizont zum unteren Sarmat. Er enthält nur Formen, die KOLESNIKOV auch für den oberen Horizont des unteren Sarmat angibt, bis auf *Murex sublavatus* BAST., der nur für den unteren Horizont erwähnt wird. Die Ablagerungen dieses Horizontes bestehen meistens aus Sanden; Kalke sind selten.

b) Im oberen Horizont bezeichnet er die Seichtwasserfazies (Sande und Kalke mit der bekannten, reichen Fauna des unteren Sarmat) als Wolhynische Schichten; die Übergangsfazies (Bryozoenkalksteine) als Galizische Schichten und die Tiefseefazies (Tone mit *Mactra eichwaldi* LASK.) als Stavropol-Schichten. Im Galizischen Meerbusen entstand während dieser Zeit im Gebiet der Übergangsfazies ein langes Barriere-Riff, das grösstenteils aus Bryozoen und Serpula gebildet wurde, die sogenannten Toltre mit *Cardium lithopodolicum*, *ruthenicum*, *sarmaticum*, *Modiola sarmatica*, *Trochus angulatus*, *Mohrensternia inflata*. Die Mächtigkeit der Recife beträgt 30—36 m. Diese Kalke setzen sich bis nach Nordbessarabien fort. Während der Ablagerung dieses Horizontes erreichte das sarmatische Meer seine grösste Ausdehnung.

2. Im mittleren Sarmat unterscheidet er auch eine Seichtwasserfazes (mit charakteristischer mittelsarmatischer Fauna), eine Übergangsfazies (Bessarabische Schichten mit Bryozoenkalken) und eine Tiefwasserfazies (Cryptomactraschichten).

Schon zu Beginn des Mittelsarmat änderten sich, durch orogenetische Vorgänge bedingt, die Grenzen des Beckens sehr stark. Der Galizische Golf schrumpfte nach LASKAREV infolge grosser Erhebungen der Karpaten stark zusammen und wurde nach Osten zu verlegt. Es entstand ein neuer mittelsarmatischer Streifen von Bryozoenriffen, der weiter östlich des untersarmatischen Riffstreifens liegt.

Auch in den südlichen Teilen des sarmatischen Beckens stehen starke Regressionserscheinungen zu Beginn des mittleren Sarmat in Verbindung mit der Erhebung der Krim-Kaukasischen Höhen.

In der zweiten Hälfte des mittleren Sarmat schreiten die Regressionserscheinungen noch weiter fort. Im Galizischen Meerbusen hört das Wachstum der Bryozoenriffe auf, der ganze Meerbusen wird von Sand ausgefüllt und seine Ausdehnung wird rasch kleiner.

3. Zu Anfang des oberen Sarmat schrumpft die Meeresfläche noch stärker zusammen, der Galizische Meerbusen trocknet z. B. in dieser Zeit vollständig aus, so dass in ganz Wolhynien und Podolien oberes Sarmat fehlt.

Institutul Geologic al României

Im oberen Sarmat unterscheidet KOLESNIKOV wieder zwei Horizonte und in jedem dieser Horizonte die drei Faziesausbildungen:

a) im unteren Horizont unterscheidet er eine Seichtwasserfazies (Schichten mit *Mactra naviculata* BALLY, *Unio*, *Paludina*), eine Übergangsfazies (Tone mit Sandzwischenlagen und dünnschaligen Mactra) und eine Tiefwasserfazies (Tone mit Mergelzwischenschichten und Ostracoden).

b) im oberen Horizont unterscheidet er ebenfalls: Seichtwasserfazies (Kalksteine und Sande mit *Mactra caspia* EICHW. und *Mactra crassicollis* SINZ.), Übergangsfazies (Membranipora Kalksteine) und die Tiefwasserfazies (Tone mit mergeligen Zwischenschichten und seltenen Mactra).

Wir haben somit in allen drei Stufen des Sarmat weitausgedehnte Kalkbildungen mit Bryozoen, Foraminiferen usw.

B) DAS SARMAT IM MITTLEREN DONAUBECKEN

HISTORISCHE ÜBERSICHT

SINZOV hatte schon 1895, LASKAREV 1899 festgestellt, dass im Mittleren Donaubecken nur Untersarmat vorkomme. 1902 liess ANDRUSOV (III, S. 462—463) die Frage noch offen, ob das Wiener Sarmat allen drei Abteilungen des russischen Sarmat oder nur dem Untersarmat entspricht. In letzterem Falle bliebe nach ihm im Wiener Becken für das Mittel- und Obersarmat eine Schichtlücke. 1910 aber äusserte ANDRUSOV (S. 11), allerdings beeinflusst durch das von LÖRENTHEY veröffentlichte Profil der « Übergangsschichten » von Soceni, bezüglich der Begrenzung der sarmatischen Fauna des Mittleren Donaubeckens auf das Untersarmat gewisse Reserven: « Es wäre vielleicht übereilig und unvorsichtig, diese Schichten für untersarmatisch nur deshalb zu erklären, dass darin die in Russland gewöhnlich nur in den untersarmatischen (Schichten) vorkommenden Cerithien vorkommen, denn erstens konnten die Cerithien sich länger im mitteldanubischen Becken halten, zweitens kommen dieselben auch in den Nubecularienschichten von Kisinev vor ».

1909 stellte SCHRÉTER für die Caransebeș—Mehadia Bucht fest, dass dort nur das Untersarmat entwickelt sei. Während des Mittel- und Obersarmat aber lag die Bucht trocken, aus dieser Zeit kennen wir nur terrestre Bildungen von dort. « Nach der sarmatischen Periode trat auch hier wie überhaupt überall auf dem Gebiete der österreichisch-ungarischen Monarchie eine Erosionsperiode ein. In dieser sog. praepannonischen (praepontischen) Erosionsperiode sind die bis dahin abgelagerten mediterranen und sarmatischen Sedimente grossenteils zum Opfer gefallen ». (SCHRÉTER 1909, S. 104).

Institutul Geologic al României

1912 dagegen liess SCHRÉTER, da im Mittleren Donaubecken das Mittel- und Obersarmat in der russischen Ausbildung nicht bekannt war, vielmehr allgemein Schichten, die faunistisch dem russischen Untersarmat entsprechen, von den Unteren Congerienschichten überlagert werden, das russische Mittel- und Obersarmat im Mittleren Donaubecken durch die Congerienschichten, also durch Bildungen vertreten sein, die eine grundlegend andere faunistische Ausbildung zeigen, eine Ausbildung, die sich eng an die der pontischen Schichten im Mittleren Donaubecken anschliesst.

PÁVAY-VAJNA (1913, Erdgas, S. 137) hält es dagegen für unwahrscheinlich, dass in dem 700—800 m mächtigen Sarmatkomplex des Siebenbürgischen Beckens nur das russische Untersarmat enthalten sein soll und meint (S. 146), dass sogar die Ablagerungen des Mäot als ausgesüsste Fazies auch noch den oberen Abschnitten des mächtigen brackischen Sarmat Siebenbürgens entsprechen müssen, vorausgesetzt, dass keine einheitliche Erosionsperiode nachgewiesen werden könnte.

Nach FRIEDL (1931) war im Wiener Becken ununterbrochene Sedimentation vom Sarmat bis in die Unteren Congerienschichten, wobei er die Unteren Congerienschichten ins Mäot stellt.

KREJCI (1932, S. 305) dagegen nimmt an, dass im Wiener Becken nur das Untersarmat vertreten sei, das Mittel- und Obersarmat aber fehle, vor Ablagerung der Unteren Congerienschichten, die auch KREJCI ins Mäot stellt, hier somit eine Erosionsperiode war.

1. OSTMARK

In neuerer Zeit wurde auch in der Ostmark wiederholt der Versuch gemacht, das Sarmat dem russischen Sarmat entsprechend zu gliedern. Ferner wird gerade von hier sehr energisch eine Kontinuität der Sedimentation zwischen Sarmat und den Unteren Congerienschichten verfochten.

WIENER BECKEN

GEBIET UM ZISTERSDORF

Die Gliederung der sarmatischen Stufe im Gebiet um Zistersdorf wird von FRIEDL (1937) eingehend erörtert.

Nach seiner Darstellung wird das Sarmat westlich der Tortoninsel des Steinberges aus oolithischen Sandsteinen und darüber bis an die Unterkante der Congerienschichten aus grauen und gelben Sanden, sowie grünlichen Tonmergeln mit gelber Streifung und Fleckenbildung zusammengesetzt (S. 97). Als Fossilien erwähnt FRIEDL aus diesem Komplex leider nur sehr wenig und meistens sehr allgemein: «zahlreiche Sarmat-

Institutul Geologic al României

fossilien », « sehr fossilreich ». Dann wird aber doch auch *Ervilia podolica* in riesigen Mengen erwähnt, ferner *Ostrea gingensis sarmatica* und ungeheuerliche Mengen von Cerithien. Die Gesamtmächtigkeit dieses Sarmat gibt FRIEDL mit 250 m an.

In der Zwischenstaffel, der schmalen von zwei NS-Brüchen begrenzten Zone östlich des Steinberges, wird das Sarmat ebenfalls durch wechsellagernde gelbe, mergelige Sande mit Sandsteinbänken und grünlichen Tonmergeln gebildet. Die Mächtigkeit des Sarmat der Zwischenstaffel beträgt nur 35 m.

Östlich des östlichen Steinbergbruches erreicht das Sarmat dagegen eine Mächtigkeit bis über 700 m. Das Profil der Sarmatablagerungen hier gliedert FRIEDL in Unter-, Mittel und Obersarmat.

Sein Untersarmat ist wenigstens so mächtig wie sein Ober- und Mittelsarmat zusammengenommen (also über 250 m) und besteht vorwiegend aus grünen, zum Teil gelbgefleckten Tonmergeln und aus Sandsteinen. Diese bunten Mergel und die Häufigkeit feinkörniger Sande und Sandsteine sind nach FRIEDL (S. 188) charakteristisch für sein Untersarmat, für das hier keine Fossilien erwähnt werden.

Für sein Mittelsarmat (bei Bohrung Gösting IV. graue, manchmal grünlichgraue Tonmergel und Sand mit einer wahren Mächtigkeit von 115,30 m) gibt er als charakteristische Fossilien an: *Tapes gregaria*, *Modiola*, *Cardium plicatum* (das er andererseits auch aus den Übergangsschichten meldet) und Foraminiferen.

Für sein Obersarmat (bei Bohrung Gösting IV. grünlichgraue und graue Tonmergel und Sande mit einer wahren Mächtigkeit von 133, 41 m) erwähnt er: Cerithien, vor allem *Cerithium hartbergense*, *C. pictum*. Sehr häufig sind auch « Bythinien ». Ausserdem erwähnt er noch: *Modiola marginata*, *M. volhynica*, *Tapes gregaria*, *Ervilia podolica*. Aus dem Liegenden des 3. Ölhorizontes erwähnt er einen sehr fossilreichen grauen Tonmergel, in dem so ziemlich alle aus dem Sarmat des Wiener Beckens bekannten Arten vorkommen. Für eine ganze Reihe anderer Fossilbänke seines Obersarmat betont FRIEDL, dass sie die ganze typische Sarmatfauna des Wiener Beckens enthalten.

Da FRIEDL selber feststellt, dass weder in paläontologischer noch in lithologischer Beziehung eine Möglichkeit besteht, das Sarmat des Wiener Beckens stratigraphisch zu gliedern, wirkt es befremdend, dass er trotzdem das Sarmat hier in Ober-, Mittel- und Untersarmat gliedert. Dies Vorgehen ist aber umsoweniger ratsam, als eine solche Gliederung unwillkürlich zu einer Parallelisierung mit dem russischen und rumänischen Ober-, Mittel- und Untersarmat verleitet, wofür bei den gegebenen Verhältnissen aber keine Berechtigung besteht.

So ist auch nach JANOSCHEK (1942) im Wiener Becken das Sarmat in seiner ganzen vertikalen Ausdehnung in paläontologischer Beziehung ein-

Institutul Geologic al României

heitlich ausgebildet. JANOSCHEK kann als einzigen Unterschied der obersten Lagen des Sarmat im Vergleich zu den unteren nur anführen, dass in den obersten Lagen des Gebietes Zistersdorf und Gaiselberg bisnoch keine Modiola gefunden worden sei, dass diese Form also « für diese Region schon früher als die übrigen Sarmatformen ausgestorben » sei. Dies Fehlen der Modiolen kann sich aber nur auf die allerobersten Lagen beziehen, denn FRIEDL gibt gerade für sein Obersarmat von Zistersdorf reichlich Modiolen an.

Die sarmatische Fauna des Wiener Beckens, auch die des FRIEDL'schen Obersarmat, entspricht somit ausschliesslich der Fauna des russischen und rumänischen Untersarmat. Daher wäre, selbst wenn das Sarmat des Wiener Beckens zeitlich dem ganzen Sarmat Russlands und Rumäniens gleichzustellen wäre, eine solche Dreigliederung im Wiener Becken nicht am Platze, da eine Parallelisierung nicht durchführbar ist und die Entwicklung des Wiener Sarmat eine solche Dreigliederung nicht bedingt.

FRIEDL spricht nun in entschiedenster Weise von einer Kontinuität in der Ablagerung zwischen Sarmat und Congerienschichten. Nur für seine « Zwischenstaffel » gibt er eine Erosionsperiode zwischen Sarmat und Congerienschichten zu, eine Erosionsperiode der zufolge in diesem nur 900 m breiten Streifen immerhin ein Sarmatkomplex von mehreren hundert Meter Mächtigkeit fehlt, da das hier noch erhalten gebliebene Sarmat eine Mächtigkeit von nur 35 m hat, im Gegensatz zu der 700 m erreichenden Mächtigkeit des Sarmat östlich der Bruchlinie. Es fällt nun aber auf, dass das ganze Sarmat westlich der Torton-Insel des Steinberges in lithologischer Beziehung dem Untersarmat FRIEDLS aus dem Gebiet östlich des östlichen Steinbergbruches auffallend gleicht. Im besten Einklang hiemit steht auch die von ihm angegebene Mächtigkeit des Sarmat hier von bloss 250 m. Nach all dem sieht es aber doch eher darnach aus, als ob auch hier das ganze Mittel- und Obersarmat FRIEDLS fehlen würde, ähnlich wie in der Zwischenstaffel, wo das noch erhaltengebliebene Sarmat auch aus wechsellagernden gelben mergeligen Sanden mit einzelnen Sandsteinbänken und grünlichen Mergeln besteht, also auch Untersarmat wäre.

Wie steht es aber dann mit der Kontinuität in der Ablagerung Sarmat-Congerienschichten, wenn in der westlich des Steinberges liegenden Sarmatzone FRIEDLS Mittel- und Obersarmat tatsächlich fehlen, gerade diese Zone aber im Westen von den « Übergangsschichten » konkordant überlagert wird?

BURGENLAND

WIESEN

Das Sarmat in der Umgebung von Wiesen gliedert PAPP (1939, S. 352) folgendermassen:

Institutul Geologic al României

Jüngeres Sarmat:

1. Mactra-Schichten und Grenzschichten mit einer Fauna, die an das Mittelsarmat Bessarabiens anklingt. Dieser Komplex ist 10—20 m mächtig.

2. Ervilienschichten, sehr fossilreich, mit vielen typisch untersarmatischen Arten. 25 m mächtig.

Älteres Sarmat:

Schotter und Sande, fossilleer, 50 m mächtig.

PAPP betont zwar, dass er von einer Parallelisierung der sarmatischen Bildungen von Wiesen mit ausländischen Vorkommen absehe (S. 316), trotzdem parallelisiert er (S. 340—341) seine 20 m mächtigen Mactra-Schichten aus der Umgebung von Wiesen mit dem Mittelsarmat, oder einschränkend doch mit dem tiefsten Horizont des Mittelsarmat in Rumänien.

Da diesem Versuch in prinzipieller Hinsicht eine gewisse Wichtigkeit zukommt, kann ich einer näheren Untersuchung der von PAPP für diese Parallelisierung vorgebrachten Beweise nicht ausweichen. PAPP (S. 340—341) hebt folgende Formen als für das Mittelsarmat charakteristisch hervor: *Irus vitalianus* d'ORB., *Acmaea* cf. *reussi* SINZ., *Limnocardium fischerianum* DÖNG., *Dorsanum pseudogracile* KOL., *Phasianella* sp., *Mactra vitaliana* d'ORB. var. *vitaliana* d'ORB., *Irus gregarius* PARTSCH var. *incrassatus* EICHW. (von beiden letzteren grosse, dicke Schalen). « Ausserdem finden sich Bryozoen, Spirorbiskalke, zahlreiche Hydrobien und Cerithien ». Ferner gibt PAPP an, dass es ihm, nachdem die von HILBER aus dem Sarmat von Wiesen als *Nubecularia* bestimmten Reste von HOERNES als Spirorbisröhrchen erkannt worden waren, nun doch gelungen sei, Foraminiferen zu finden, die zu den Nubeculariinen gehören. « Bei der grossen stratigraphischen Bedeutung, welche man diesen Foraminiferenarten zubilligt, sie sollen die typischesten Leitfossilien für Mittelsarmat sein, wäre ein Studium über deren Vorkommen an weiteren Fundstellen des Pannonischen Beckens sehr wünschenswert. Die Exemplare von Wiesen müssen artlich nicht mit jenen von Kischinev in Bessarabien übereinstimmen, weshalb die stratigraphische Bedeutung dieser Foraminiferenarten im Pannonischen Becken noch zu klären ist ».

Aus dieser Liste müssen jedenfalls von vorneherein folgende Formen, denen stratigraphisch keine Bedeutung zukommt, gestrichen werden:

Acmaea cf. *reussi* SINZ. Sie wird als selten angegeben, ihr Erhaltungszustand ist jedenfalls schlecht, da eine sichere Bestimmung nicht möglich war. *Acmaea reussi* ist eine so banale, wenig charakteristische Form, dass ihr selbst bei einwandfreier Bestimmung stratigraphisch kein wesentliches Interesse zukäme.

Phasianella sp. Ohne Abbildung, ohne nähere Angaben lässt sich mit dieser Bezeichnung leider auch nichts anfangen. Es wäre zu untersuchen, ob es sich da nicht vielleicht um *Littorina* handelt.

Institutul Geologic al României

Bryozoen, Spirorbiskalke, zahlreiche Hydrobien und Cerithien. Einzelne dieser Angaben können in fazieller Beziehung von Interesse sein, ohne genaue, zuverlässige Bearbeitung aber nie irgendwelche stratigraphische Anhaltspunkte geben.

Foraminiferen, die zu den Nubeculariinen gehören. Schon in seiner Spezialarbeit über *Nubecularia novorossica* aus dem Mittelsarmat von Chișinău hat KARRER (1876) festgestellt, dass es Nubecularienformen seit der Trias herwärts gegeben hat und auch rezent noch gibt. So fand er die Probe eines rezenten Küstensandes aus Australien erfüllt mit Nubecularien, « welche grosse Ähnlichkeit mit der soeben aus Bessarabien beschriebenen Art besitzen ». So schrieb J. R. SCHUBERT über die von SCHRÉTER aus der Bohrung von Balatonföldvár gesammelten Exemplare: « Die ... Schälchen halte ich sicher für Nubecularien, die man, wenn man sie nicht direkt mit der rezenten *lucifuga* vereinen will, immerhin als *novorossica* in einigen Typen bezeichnen kann » (SCHRÉTER, 1916, S. 133). Wie wir sehen, kann mit so allgemeinen Angaben: Foraminiferen, die zu den Nubeculariinen gehören, stratigraphisch nichts angefangen werden.

Limnocardium fischerianum DÖNG. und *Limnocardium fischerianum* DÖNG. var. Die von PAPP unter diesen Namen abgebildeten Formen (Taf. IX, Fig. 9—11) haben, soweit die Abbildungen [1]) das zu beurteilen erlauben, mit dem mittelsarmatischen *Cardium fischerianum* DÖNG. von Chișinău (Bessarabien) nichts zu tun. *Limnocardium fischerianum* DÖNG. muss aus der Liste der sarmatischen Arten von Wiesen gestrichen werden.

Es bleiben somit von obiger Liste noch folgende Formen:

Dorsanum pseudogracile KOL.
Irus vitalianus d'ORB.
» *gregarius incrassatus* EICHW. (grosse, dicke Schalen)
Mactra vitaliana d'ORB. (grosse, dicke Schalen)

Dorsanum pseudogracile KOL. wird von PAPP als sehr selten vom Aufschluss Nr. III der Mactraschichten angegeben, vom selben Aufschluss, von dem er auch *Dorsanum verneuili* d'ORB. angibt. Ich möchte bei so ähnlichen und variabeln Formen aus solchen ohne reichlichem und gutem Material,

[1]) PAPP gibt in der Erklärung zu Tafel IX. für die Figuren 4—7. eine Vergrösserung von 1 : 9 an, alle übrigen sollen in natürlicher Grösse wiedergegeben sein. Darnach müssten die obigen Cardien Figur 9—11 in natürlicher Grösse dargestellt sein. Dies ist jedenfalls ein Druckfehler. Nach der Art der Reproduktion zu urteilen sind die Figuren 8—11 *(Limnocardium suessi* und *Limnocardium fischerianum)* stark vergrössert, aber auch die nicht neunfach sondern vierfach, da PAPP im Text für das *Limnocardium fischerianum* eine Grösse von 5 mm angibt, diese aber auf der Tafel 20 mm lang dargestellt ist. Die Congerien und *Limnocardium obsoletum* var. (Fig. 4—7) aber wären in natürlicher Grösse dargestellt und nicht neunfach vergrössert. Zur Beurteilung der Formen ist dies nicht ganz ohne Bedeutung.

Institutul Geologic al României

wie mir scheint, doch unsicheren Identifizierungen keine stratigraphischen Folgerungen ziehen.

Irus vitalianus d'ORB. wird von KOLESNIKOV (1935, S. 69—71 und S. 353—354) für das russische Unter- und Mittelsarmat angegeben. Es fällt somit auch diese Form als für das Mittelsarmat bezeichnend weg.

Irus gregarius PARTSCH sowohl, wie auch dessen grosse, dickschalige Varietät *ponderosa* d'ORB. (= *incrassatus* EICHW.) sind in Russland und in Bessarabien auf das Mittelsarmat beschränkt. Wobei KOLESNIKOV (1935), ebenso SIMIONESCU und BARBU (1940) die Varietät und den Typus zusammenziehen, da sie in dem grossen Material von Chișinău usw. nicht getrennt werden können. KAUTSKY (1937, S. 11) gibt aber typische *Irus gregarius* (bis 23 mm Länge) nicht nur aus dem Sarmat sondern auch aus dem Torton und Helvet des Wiener Beckens an. Da das bedeutendere Wachstum und die grössere Dickschaligkeit fraglos ausschliesslich fazielle Angelegenheiten sind, kann das Vorkommen von grossen, dickschaligen *Irus gregarius* im Wiener Becken nicht dazu verwendet werden, um diese Schichten mit dem bessarabischen Mittelsarmat zu parallelisieren, sonst müssten wir mit dem gleichen Recht auch alle Schichten, die *Irus gregarius* typ enthalten mit dem russischen Mittelsarmat parallelisieren und das geht denn doch nicht.

Nach all dem bliebe: *Mactra vitaliana* d'ORB. (grosse, dicke Schalen). Es ist das die Form, die M. HOERNES unter dem Namen *Mactra podolica* EICHW. als eine der bezeichnendsten Formen der Cerithienschichten des Wiener Beckens beschrieb und von zahlreichen Orten erwähnte. Ihre stratigraphische Stellung wird wohl erst durch eine allgemeine Neubearbeitung des Wiener Sarmat klar gestellt werden können.

Das Vorkommen von *Ocenebra sublavata* BAST., *Clavatula sotteri* MICHT., *Clavatula doderleini* HOERN., die PAPP aus dem Mactra-Horizont des Nussgrabens bei Wiesen auch als häufig angibt, glaubt er nur so deuten zu können, dass er diese « tortonen Reliktformen » des älteren Sarmat als umgelagert auffasst, obwohl sie nicht nennenswert abgerollt sind (S. 337). Wenn diese Formen aber aus dem älteren Sarmat umgelagert sein sollen, ist es denn doch zum mindesten auffallend, dass keine dieser drei Formen bei Wiesen in den Schichten vorkommt, die PAPP als unteres Sarmat auffasst, sondern alle nur in den Mactra-Schichten, dem angeblichen Mittelsarmat.

Wie sich in diesem Zusammenhang PAPP aber auf R. HOERNES (1875, S. 64—65) berufen kann, um seine Ansicht, dass diese Formen aus älteren Schichten umgelagert seien, zu bekräftigen, ist mir nicht ganz verständlich. Er schreibt wörtlich: « Ähnlich äussert sich auch R. HOERNES (40, S. 64—65)».

Wohl hatte HOERNES früher (1874, S. 46) angenommen, dass die Pleurotomen der sarmatischen Ablagerungen des Wiener Beckens, speziell die aus den Sanden bei der Station Wiesen nicht in den sarmatischen Gewässern gelebt hätten, sondern von nahe gelegenen Fundorten der dem Leithakalk

Institutul Geologic al României

gleichzeitigen Forchtenauer Sande eingeschwemmt worden seien. Und noch entschiedener nahm er nachher (1874, S. 73) in gleichem Sinne Stellung.

Dies war im Jahr 1874. In seiner späteren Arbeit aber (1875, S. 64—65), auf die PAPP sich gerade beruft, stellt HOERNES seine früher geäusserte Meinung richtig und meint: « sowohl *Pleurotoma doderleini* M. HOERN. als auch *Pl. sotteri* scheinen wirklich in den sarmatischen Gewässern gelebt zu haben, wie sie denn vielfach auch an anderen Punkten in den Ablagerungen der sarmatischen Stufe aufgefunden wurden ». Und HOERNES führt hier *Pl. doderleini* auf die tortone *Pl. schreibersi* HOERN. zurück und meint, dass die *Pl. sotteri* wohl im italienischen Torton vorkomme, im Wiener Becken aber nur im Sarmat. « Es reihen sich demnach auch *Cerithium pauli* und *Pleurotoma doderleini* jenen sarmatischen Conchylien an, welche in der Leithakalkstufe des Wiener Beckens ihre Vorgänger haben, wie *Cerithium rubiginosum* EICHW., welches, wenn auch selten im Badener Tegel vorkommt, wie *Ostrea gingensis* und *Murex sublavatus*, deren sarmatische Vertreter nur durch geringere Grösse von den in den marinen Sanden vorkommenden Schalen sich unterscheiden, während *Pl. doderleini* und *C. pauli* merklich von ihren Stammformen abweichen ».

Somit nimmt HOERNES im Gegensatz zu seiner früheren Auffassung gerade in der von PAPP zitierten späteren Arbeit an, dass die Pleurotomen tatsächlich in den Wässern gelebt haben, aus denen die sarmatischen Schichten von Wiesen abgelagert worden sind und lehnt damit seine frühere Auffassung, wonach sie aus älteren Ablagerungen umgelagert seien, ab.

Wie wir sahen, ist keine der hier für das Mittelsarmat als bezeichnend angegebenen Formen tatsächlich beweiskräftig. Ich will damit nicht behaupten, dass es im Wiener Becken und den angrenzenden Gebieten keine Schichten geben könne, die denen des russischen und bessarabischen mittleren Sarmat zeitlich entsprechen. Jedenfalls muss aber festgestellt werden, dass bisher jeder Beweis für solche Schichten fehlt.

STEIERMARK

WINKLER unterscheidet im Sarmat der Steiermark ein Unter-, Mittel- und Obersarmat. Sein Unter- und Mittelsarmat parallelisiert er mit dem russischen Untersarmat und sein Obersarmat mit dem russischen Mittelsarmat (1913, S. 609). Seite 605 dagegen parallelisiert er sein Obersarmat mit dem russischen Mittel- und Obersarmat, indem er die Mactra caspia Stufe auch zum Nubecularia-Horizont rechnet.

WINKLERS Unter- und Mittelsarmat wird durch Seichtwasserablagerungen gebildet, die bei Gleichenberg insgesamt 190 m mächtig sind und zu unterst

Institutul Geologic al României

aus Schottern bestehen, darüber folgen Tegel und schliesslich Mergel und Sande. Aus diesen Ablagerungen erwähnt WINKLER folgende Fauna:

Cardium plicatum EICHW.
» n. sp. (aff. *plicatum*)
» *protractum* EICHW.
» *obsoletum* EICHW.
» cf. *obsoletum* EICHW.
» cf. *barboti* R. HOERN.
» cf. *loveni* NORDMANN
Tapes gregaria PARTSCH
Mactra sp.
» *vitaliana* d'ORB. var. (= *M. podolica* HOERN.)
» sp. (klein, dünnschalig)
Ervilia podolica EICHW.
Modiola marginata EICHW.
Solen subfragilis M. HOERN.
Syndesmia reflexa EICHW.
Ostrea crassissima sarmatica FUCHS
» *gingensis* SCHLOTH.
Potamides mitralis EICHW.
Cerithium rubiginosum EICHW.
» cf. *disjunctum* SOW.
» *pictum* BAST.
Trochus pictus EICHW.
» cf. *quadristriatus* DUB.
Bulla lajonkaireana BAST.
» *truncata* AD.
Buccinum duplicatum SOW.
Fragilia fragilis LIN.
Hydrobia cf. *stagnalis* BAST.
» *ventrosa* MONT.

Das Obersarmat WINKLERS, das dem russischen Mittel- und Obersarmat entsprechen soll, besteht aus fünf Kalkzügen, die durch 6—20 m mächtige Zwischenmittel von einander getrennt werden. Insgesamt hat dies Obersarmat eine Mächtigkeit von 70—140 m. WINKLER gibt von hier folgende Fauna an:

Cardium cf. *plicatum* EICHW.
» *jammense* HILB.
» *obsoletum* EICHW.
» » *vindobonense* PARTSCH
» cf. *hofmanni* HAL.
» aff. *conjungens* PARTSCH
Mactra vitaliana d'ORB. var. *ponderosa* EICHW. (= *M. podolica* HOERN.)
Mactra cf. *caspia* EICHW.
» cf. *bigogniana* d'ORB.
Tapes gregaria PARTSCH
Modiola cf. *letochae* HOERN.
» *volhynica* EICHW.
» *marginata* EICHW.
Solen subfragilis EICHW.
Donax lucida EICHW.
Cerithium rubiginosum EICHW.
Potamides mitralis EICHW.
» *florianus* HILB.
» *peneckei* HILB.
Potamides hartbergensis HILB.
» *disjunctus* SOW.
» *gamlitzensis* HILB.
Buccinum duplicatum SOW.
Murex sublavatus BAST.
Columbella sp. (1927, S. 411)
Trochus poppelacki PARTSCH
» *pictus* EICHW.
» *quadristriatus* d'ORB.
» *podolicus* DUB.
Bulla lajonkaireana BAST.
Neritina grateloupana FÉR.
» *picta* FÉR.
Hydrobia sp.
Limnaea cf. *ovata* DRAP.
Planorbis sp.
Helix cf. *impressa* SANDB.
Spirorbis spiralis EICHW.

Als Leitfossil seiner mittelsarmatischen Stufe gibt WINKLER vor allem *Cardium* cf. *barboti* R. HOERN. an. Da *Cardium barboti* auf das russische

Institutul Geologic al României

Mittelsarmat beschränkt ist, muss man beim Lesen der WINKLERISCHEN Arbeit annehmen, dass er seine mittelsarmatische Stufe dem russischen Mittelsarmat gleichstellt. Erst am Schlusse der Arbeit (S. 609) stellt sich dann heraus, dass er seine unter- und mittelsarmatische Stufe zusammen dem russischen Untersarmat gleichstellt. Tatsächlich bleibt, wenn wir die von ihm für sein Mittelsarmat angegebenen Formen näher ansehen, nur *Cardium* cf. *barboti* als Form übrig, die als bezeichnend für Mittelsarmat angesprochen werden könnte, jedoch auch nur, wenn es sich um eine sichere Bestimmung von *C. barboti* handelte. Was aber nicht der Fall ist.

Die Fauna, die WINKLER für sein Obersarmat, das er dem russischen Mittel- und Obersarmat gleichstellt, angibt, ist eine Fauna, die auch nur als untersarmatisch angesprochen werden kann. *Murex sublavatus*, *Columbella* nehmen sich im Mittel- und Obersarmat nicht gut aus. Und *Mactra* cf. *caspia* EICHW.? ist in diesem Zusammenhang doch etwas dürftig für einen paläontologischen Nachweis von Obersarmat. Mit Cardien, die in dieser Fauna mit pontischen Formen verglichen werden, mit *Cardium* cf. *hofmanni* HAL. und *Cardium* aff. *conjungens* können wir stratigraphisch noch weniger was anfangen.

Die von WINKLER für die Steiermark durchgeführte Dreigliederung des Sarmat hat daher vorläufig kaum mehr als lokales, geologisch-kartographisches Interesse. An eine Parallelisierung mit der Dreigliederung des russischen Sarmat darf dabei nicht gedacht werden, es fehlen dafür vorläufig alle paläontologischen Grundlagen.

In seiner Arbeit über das Eruptivgebiet von Gleichenberg führt WINKLER (1913. S. 461, Anmerkung) die faunistischen Unterschiede seiner drei Unterstufen des Sarmat nur zum Teil auf zeitliche Verschiedenheit zurück. Insbesondere das Fehlen der Cerithien in der mittleren Stufe hat nach ihm sicherlich nur lokal fazielle Ursachen.

STINY (1924) beschreibt aus der Steiermark eine Anzahl sarmatischer Faunen, die er ganz entschieden als obersarmatisch bezeichnet. Doch kommen ausser Formen, die nach Erfahrungen in anderen Gebieten als untersarmatisch (manche von ihnen höchstens noch bis mittelsarmatisch) anzusprechen wären (*Cerithium mitrale*, *disjunctum*, *rubiginosum*, *Trochus podolicus*, *pictus*, *Buccinum duplicatum*, *Bulla lajonkaireana*, *Solen subfragilis*, *Tapes gregaria*, *Modiola volhynica*, *marginata*, *Cardium plicatum* = *C. gracile*, *Donax lucida*, *Ervilia podolica*), nur *Mactra vitaliana* d'ORB. (dickschalig), *Mactra vitaliana ponderosa* EICHW. (bis 52 mm lang), *Mactra feldbachensis* STINY (bis 57 mm hoch) vor, die mehr der Fazies des bessarabischen Mittelsarmats entsprechen; ausserdem noch *Mactra* cf. *caspia* EICHW., die, wenn es sich tatsächlich um *M. caspia* handelte, in Russland als obersarmatisch gilt.

Institutul Geologic al României

Ausserdem führt STINY ebenfalls aus seinem « Obersarmat » (S. 87) *Cardium* cf. *squamulosum* DESH. und *Cardium carinatum* DESH. an, ferner (S. 86) *Cardium desertum feldbachense* STINY. Hier handelt es sich augenscheinlich um falsche Bestimmungen, die aber auf Grund der Arbeit STINYS nicht kontrolliert werden können. Abgebildet ist nur letztere Form. Die Zeichnung stimmt aber mit der Beschreibung nicht überein. Im Text gibt STINY 30—40 Rippen an, nach der Zeichnung zu urteilen sind aber bloss 20 breite Rippen vorhanden. Irgendwelche Beziehungen zu *Cardium desertum* dürften kaum bestehen.

Aus der nordöstlichen Steiermark gibt BRANDL (1931) aus den zahlreichen Aufschlüssen der sarmatischen Schollen bei Hartberg und bei Grafendorf folgende Fauna an:

Trochus podolicus DUB.
» *poppelacki* PARTSCH
Hydrobia immutata FRFLD.
Cerithium pictum BAST.
» *mitrale* EICHW.
» *disjunctum* SOW.
» *rubiginosum* EICHW.
» *hartbergense* HILB.
Murex sublavatus BAST.
Buccinum duplicatum SOW.
» cf. *verneuilli* d'ORB.
Pleurotoma sotteri MICHT.
» *doderleini* HOERN.
Bulla lajonkaireana BAST.
Planorbis sp.
Modiola marginata EICHW.
» *volhynica* EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH
» » *nana* SOW.
Mactra podolica EICHW.
Solen subfragilis EICHW.
Cardium obsoletum EICHW.
» » *vindobonense* PARTSCH
» *plicatum* EICHW.
» *protractum* EICHW.
» *jammense* HILB.
» aff. *suessi* BARB.
Psammobia labordei BAST.

Diese Faunenliste deckt sich gut mit der von HILBER 1894 von hier gegebenen Liste, nur führt HILBER noch einige Formen von hier an, die BRANDL fehlen, wie: *Ervilia podolica*, *Donax lucida*, *Bulla truncata* u. a.

Diese Fauna kann nur als eine untersarmatische Fauna angesprochen werden. *Murex sublavatus* BAST., *Pleurotoma doderleini* HOERN., *Pleurotoma sotteri* MICHT., *Cardium plicatum*, *Cardium vindobonense* sind so ausgesprochen untersarmatische Formen, *Psammobia labordei* BAST. eine hauptsächlich mediterrane Form, dass dagegen ein *Cardium* aff. *suessi* BARB. nicht ins Gewicht fallen kann.

2. UNGARN

Mit der Frage des Mittelsarmat in Ungarn beschäftigt sich BOKOR GYÖRGY (1939) in seiner Arbeit über die geologischen Verhältnisse des westlichen Randes der Ofener Berge. BOKOR beschreibt den sarmatischen Grobkalkzug aus der Umgebung von Tinnye, Perbál und Páty, der eine Mäch-

Institutul Geologic al României

tigkeit von 60 m erreicht. Aus diesem Grobkalk erwähnt er folgende Formen:

Eschara cf. *compressa* EICHW.
Mactra podolica EICHW.
» *vitaliana* d'ORB.
» *fabreana* d'ORB.
Cardium vindobonense PARTSCH
» *sublatisulcatum* d'ORB.
Modiola volhynica EICHW.
Tapes gregaria vitaliana d'ORB.
Potamides mitralis EICHW.
Trochus papilla EICHW.
» sp.

Auf Grund dieser Fauna, hauptsächlich auf Grund des Vorkommens der *Tapes vitaliana* d'ORB., ferner der Bryozoen und der *Mactra vitaliana* und *M. fabreana* hält BOKOR diesen Grobkalk für wahrscheinlich mittelsarmatisch. Gewisse fazielle Ähnlichkeiten mit dem Mittelsarmat Bessarabiens scheinen hier gegeben zu sein. Ein mittelsarmatisches Alter dieser Schichten ist aber damit noch keineswegs erwiesen. *Tapes vitaliana* d'ORB. (typ) kommt sowohl im Untersarmat als auch im Mittelsarmat Russlands vor. Auf das Mittelsarmat Russlands soll nur die viel grössere var. *mediosarmatica* beschränkt sein. Bei den Exemplaren BOKORS handelt es sich aber um den Typus, da er die Länge seiner Exemplare mit 15—18 mm angibt. Der Typus wird nach KOLESNIKOV 13—23 mm lang, die var. *mediosarmatica* dagegen 24—46 mm. Bryozoen kommen auch im Untersarmat vor. *Mactra vitaliana* und *Mactra fabreana* gelten für Russland und Bessarabien als mittelsarmatische Formen. Ich verweise auf meine diesbezüglichen Darlegungen im Zusammenhang mit der Besprechung der Fauna von Wiesen.

Dieselben Kalke wurden seinerzeit von HANTKEN (1866) untersucht. Ausser den von BOKOR von hier angeführten Formen erwähnt HANTKEN von hier aber noch:

Mohrensternia angulata EICHW.
» *inflata* ANDRZ.
Pleurotoma doderleini HOERN.
Cerithium rubiginosum EICHW.
» *disjunctum* SOW.
Bulla lajonkaireana BAST.

Es sind dies Formen, die zum Teil den untersarmatischen Charakter der Fauna betonen würden und die alle aus der Faunenliste BOKORS fehlen. Auch deren Erwähnung durch HANTKEN wird nicht angeführt, obwohl sie nach HANTKEN zum Teil sehr häufig daselbst vorkommen.

So erwähnt auch SCHAFARZIK (1903, S. 165) aus ebensolchen Kalken von Budapest:

Buccinum duplicatum SOW.
Pleurotoma doderleini HOERN.
Cerithium pictum BAST.
» *rubiginosum* EICHW.
Trochus quadristriatus DUB.
Trochus papilla EICHW.
Bulla lajonkaireana BAST.
Ervilia podolica EICHW.
Cardium obsoletum EICHW.
Lucina dujardini DESH.

Institutul Geologic al României

Bei der Besprechung der übrigen für das Mittelsarmat verdächtigen Faunen des Mittleren Donaubeckens gibt BOKOR verschiedentlich Stellen aus meiner Arbeit über die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas (1935) falsch wieder. So behauptet er, ich hätte das von SCHRÉTER aus dem Balatongebiet erwähnte Vorkommen von *Nubecularia novorossica*, das SCHRÉTER nur vom faziellen Standpunkt aus für bemerkenswert hielt, als einen der Hauptbeweise für das Vorkommen des Mittelsarmat im Mittleren Donaubecken betrachtet. Ich sagte diesbezüglich wörtlich: « Trotzdem wird dies Vorkommen von *Nubecularia novorossica*, nachdem nunmehr Mittelsarmat sowohl in der Steiermark, als auch im Gebiet von Şimlăul Silvaniei bekannt geworden ist, verdächtig ». Das klingt doch wesentlich anders. Ausserdem behauptet BOKOR, ich hätte die Feststellung des G. BETHLEN bezüglich der mittelsarmatischen Fauna von Plopiș bei Şimlăul Silvaniei für unrichtig erklärt. Über diese mittelsarmatische Fauna habe ich folgendes gesagt: « G. BETHLEN aber wies aus dem Gebiet SW-lich von Şimlăul Silvaniei bei der Gemeinde Plopiș eine reiche mittelsarmatische Fauna nach » (*l. c.*, S. 268). An anderer Stelle (S. 280) sagte ich: « Die mittelsarmatische Fauna und die Fauna der « Übergangsschichten » von Plopiș entstammen zwei verschiedenen Profilen. Und zwar erwähnt BETHLEN aus dem Liegenden der « Übergangsschichten » auffallender Weise: *Potamides mitralis* EICHW. und *Potamides disjunctus* SOW. (untersarmatische Formen, nicht Formen des höheren Sarmat, wie BETHLEN angibt). Somit liegt der Komplex mit den « Übergangsschichten » gar nicht über Mittelsarmat sondern über Untersarmat. Da aber in unmittelbarer Nähe nach BETHLEN auch Mittelsarmat entwickelt ist, müssen die « Übergangsschichten » evident transgressiv sein ». Aus obigem geht aber ganz eindeutig hervor, dass ich die mittelsarmatische Fauna, die BETHLEN von hier angibt, weder für unrichtig erklärt, noch überhaupt kritisiert habe. Der Fall mit den beiden Potamidesarten hat hiemit doch nichts zu tun. Die Frage der mittelsarmatischen Schichten von hier zu klären, muss einer neuen Untersuchung vorbehalten bleiben.

Diese spärlichen und noch nicht entsprechend überprüften Anhaltspunkte für das Vorkommen von Faunen mittelsarmatischen Charakters im ungarischen Teil des Mittleren Donaubeckens sind zwar von grossem Interesse, bieten aber doch zu schwache Unterlagen für weitgehende Schlüsse in stratigraphisch-paläogeographischer Beziehung, solange wir auf dem Boden wissenschaftlich festgestellter Tatsachen bleiben wollen. Das Sarmat des Mittleren Donaubeckens ist in paläontologischer und stratigraphischer Beziehung noch sehr wenig untersucht. Genaue Analysen der oft reichen Faunen fehlen. So dass wir vorläufig besser von grossen Theorien absehen und damit warten, bis die erhalten gebliebenen Faunen entsprechend aufgesammelt und bearbeitet wurden. Hier ist noch viel zu tun.

Institutul Geologic al României

3. RUMÄNIEN

OSTRAND DER THEISSEBENE

BANAT

Im südlichen Teil des Beckenrandes kommen sarmatische Ablagerungen in der Nera-Caraș Bucht in grösserer Ausdehnung vor, aber nur in der östlichen Hälfte des Südrandes und am Ostrand der Bucht. Es sind mehr oder weniger grobkörnige, sandige littorale Bildungen, stellenweise auch Tone und Kalkschichten, mit einer Fauna, die rein untersarmatischen Typus zeigt. Eine stratigraphische Gliederung dieser Schichten auf paläontologischer Grundlage ist nach allem, was wir bisher über diese Ablagerungen wissen, nicht durchführbar. Im westlichen Teil des Südrandes und am Nordrand fehlen die sarmatischen Bildungen. Hier liegt das Pont direkt auf kristallinem Grundgebirge (Halaváts, 1882, 1886; Halaváts und Roth 1911; Halaváts und Schréter 1916).

Ausser diesen Vorkommen in der Nera-Caraș Bucht kennen wir im Banat zwischen Grundgebirge und Pont sarmatische Bildungen nur noch in der Bârzava-Timiș Bucht in geringer Ausdehnung bei Tincova (Schafarzik 1905) und bei Soceni, in grösserer Ausdehnung östlich von Câlnic. Das Sarmat von Soceni behandele ich ausführlich in meiner Monographie über Soceni. Das Vorkommen von Soceni stellte Gillet ins mittlere Samat. Die sehr reiche Fauna dieses Vorkommens entspricht aber so entschieden der typischen untersarmatischen Fauna, trotz des verhältnismässig starken Süsswassereinschlages, dass gar kein Grund für diese Verjüngung vorliegt. Das stratigraphisch jüngere kalkige Sarmat von Câlnic (Govontar) könnte dagegen schon mittleres Sarmat sein.

Sarmat kommt noch im südlichen Teil der Caransebeș—Mehadia Bucht vor. Schréter (1908, 1909) hat diese brackischen sarmatischen Bildungen beschrieben und sie als typisches Untersarmat bestimmt. Die über dem brackischen Sarmat liegenden terrestren Bildungen (Schotter und Sande mit fluviatiler Struktur, grünliche Sande mit Helix und Lignitflözchen, sowie einzelnen verkohlten Baumstämmen) hält Schréter für Ablagerungen des mittleren und oberen Sarmat.

Somit sind in der ganzen Ausdehnung des Banats zwischen Pont und Grundgebirge nur einzelne kleine Vorkommen von Sarmat bekannt, die alle ausgesprochen untersarmatische Fauna enthalten. Teils über diesem Untersarmat, hauptsächlich aber über älteres Grundgebirge (Mediterran und Kristalline Schiefer) vorgreifend liegt diskordant, transgressiv in ebenfalls kleinen Vorkommen unteres Pont (Untere Congerienschichten), in ganz grosser Ausdehnung aber die tonig-sandigen Ablagerungen des oberen Pont.

Institutul Geologic al României

BUCHT DER WEISSEN CRIȘ

In der Bucht der Weissen Criș liegen nach den Untersuchungen von PETHŐ (1885, 1886, 1888, 1893) teils über dem Andesittuff, teils dem Andesittuff zwischengelagert Konglomerate, Sande, Kalke und Mergel mit reicher untersarmatischer Fauna. Bei verschiedenen Vorkommen enthält der Andesittuff selber die Sarmatfauna. Abgesehen von geringfügigen lokalen, faziellen Unterschieden ist die Fauna bemerkenswert einheitlich. Stratigraphische Unterschiede können auch auf Grund der Fauna keine konstruiert werden.

Von PETHŐ werden von den verschiedenen Vorkommen folgende Formen erwähnt:

Melanopsis impressa KRAUSS
Cerithium rubiginosum EICHW.
» *disjunctum* SOW.
» *pictum* BAST.
» *mediterraneum* DESH.
» *nodosoplicatum* HOERN.
Buccinum duplicatum SOW.
» aff. *miocenicum* MICH.
Trochus pictus EICHW.
» *orbignyanus* HOERN.
» *quadristriatus* d'ORB.
» *poppelacki* PARTSCH
Columbella scripta BELL.
Pleurotoma doderleini HOERN.
Murex sublavatus BAST.
Neritina picta FER.
Planorbis cf. *vermicularis* STOL.
Cardium obsoletum EICHW.
» *plicatum* EICHW.
» cf. *suessi* BARB.
Ervilia podolica EICHW.
Mactra vitaliana d'ORB.
Solen subfragilis HOERN.
Tapes gregaria PARTSCH
Modiola sarmatica GAT.
» *volhynica* EICHW.
Donax lucida EICHW.
Ostrea gingensis sarmatica FUCHS
» cf. *crassissima* LAM.

PETHŐ (1885) hebt die interessante Erscheinung hervor, dass bei Șebiș einige Formen ganz klein, pygmaeenartig bleiben, bei benachbarten Vorkommen aber die gleichen Formen normalen Wuchs zeigen.

BUCHT VON BEIUȘ

In der Bucht von Beiuș erreichen die sarmatischen Ablagerungen nur geringe Ausdehnung und zwar nur in den Randgebieten der Bucht.

PAUCĂ (1935) unterscheidet einen unteren Horizont mit Kalk (littorale Fazies) und Mergel (neritische Fazies), sowie einen oberen Horizont mit Konglomeraten (littorale Fazies) und Sand (neritische Fazies). Der obere konglomeratisch-sandige Horizont (Deltabildung mit Kreuzschichtung und umgelagerten Fossilien) soll nach PAUCĂ während des mittleren Sarmat zu Beginn der sarmatischen Regression abgelagert worden sein.

PAUCĂ hebt hervor, dass in der sarmatischen Fauna des Beckens von Beiuș nur Formen vorkommen, die teils auf das untere Sarmat beschränkt sind, teils dem unteren und mittleren Sarmat gemeinsam sind. Formen, die

Institutul Geologic al României

nur im mittleren Sarmat vorkommen, fehlen. Demnach ist im Becken von Beiuș nur das untere Sarmat vertreten (S. 161).

Die über dem unteren kalkig-mergeligen Horizont liegenden konglomeratisch-sandigen Schichten, die nur aus dem unteren Sarmat umgelagerte Fossilien enthalten sollen, stellt PAUCĂ aber dann doch ins mittlere Sarmat (S. 162). Leider gibt PAUCĂ keine Analyse der sarmatischen Fauna nach Horizonten getrennt. Vielleicht hätte eine solche ein klareres Bild über das stratigraphische Verhältnis der oberen Sande und Konglomerate ergeben. Ich habe daher versucht auf Grund der Angaben bei PAUCĂ die von ihm nach Fundorten angegebenen Faunen in die zwei Horizonte einzuordnen. Dabei stellt sich heraus, dass eine ganze Anzahl Formen nur im unteren Horizont gefunden wurden und eine noch grössere Anzahl nur im oberen Horizont, viele sind auch gemeinsam. Jedenfalls macht es gar nicht den Eindruck, als ob es sich im oberen Horizont nur um aus dem unteren Horizont umgelagerte Formen handeln könnte. Es scheinen da doch auch Faziesunterschiede vorzuliegen. Selbst wenn wir annehmen, dass bei gründlicher Aufsammlung der Vorkommen die Unterschiede sich zum Teil ausgleichen werden, dass Formen, die PAUCĂ nur aus dem oberen Horizont zitiert, auch im unteren Horizont gefunden werden, ist andererseits jedoch anzunehmen, dass bezüglich des mengenmässigen Vorkommens der verschiedenen Formen die Unterschiede noch stärker hervortreten werden.

Das eine ist jedenfalls klar, dass auch die oberen Sande und Konglomerate keine für mittleres Sarmat charakteristischen Formen enthalten. Die Fauna auch dieses oberen Horizontes ist ganz entschieden untersarmatisch. So dass ich keinen Grund dafür finden kann, hier von mittlerem Sarmat zu sprechen. PAUCĂ scheint die Bildungszeit der oberen Konglomerate und Sande schon zu der kontinentalen Periode zu rechnen, da er die Konglomerate und Sande ins mittlere Sarmat stellt, Seite 162 aber von der postwolhynischen kontinentalen Periode spricht.

Dem unteren und dem oberen Horizont gemeinsam sind folgende Formen:

Cerithium pictum BAST.
» *disjunctum* SOW.
» *rubiginosum* EICHW.
» *nodosoplicatum* HOERN.
» *bidentatum* DFR.
Murex sublavatus BAST.
Buccinum duplicatum SOW.
Pleurotoma doderleini HOERN.
Cardium obsoletum EICHW.
» *vindobonense* PARTSCH
» *plicatum* EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH
Ervilia trigonula SOK.

Nur im unteren Horizont kommen folgende Formen vor:

Cerithium europaeum MAY.
» *minimum* SERR.
Trochus quadristriatus DUB.
Melanopsis impressa KRAUSS
Cardium latisulcatum MÜNST.
Modiola navicula DUB.
Ostrea gingensis sarmatica FUCHS
» *cochlear* POLI.

Institutul Geologic al României

Nur im oberen Konglomerat-Sandhorizont kommen vor:

Cerithium pygmaeum PHILL.
Trochus patulus BROC.
» *podolicus* DUB.
» *pictus* EICHW.
» *celinae* ANDRZ.
Melanopsis cf. *sturi* FUCHS
Pleurothoma clathrata MARC DE SERR.
Mohrensternia angulata EICHW.
» *inflata* ANDRZ.
Bulla lajonkaireana BAST.
Hydrobia frauenfeldi HOERN.
» *ventrosa* MONTF.
Neritina grateloupana FÉR.
» *picta* FÉR.
Modiola sp.
Ervilia podolica EICHW.
Ostrea sp.
Lucina dujardini DESH.

SIEBENBÜRGEN

RANDZONEN DES SIEBENBÜRGISCHEN BECKENS

Südrand. Am Südrand des Siebenbürgischen Beckens zwischen Sebeșul Săsesc und Sibiu liegen über dem oberen Mediterran sandige gelbe Mergel, darüber hellgelbe glimmerige Sande, in den oberen Lagen mit Sandsteinkonkretionen. Sowohl in den tieferen tonigsandigen Schichten, als auch in den höheren Sanden wurden an verschiedenen Vorkommen Faunen des unteren Sarmat gefunden (HALAVÁTS und ROTH, 1910).

Von hier weiter östlich zwischen Sibiu und Cohalm und weiter nach NO bis ins Gebiet von Odorhei folgen über dem Mediterran graue Tone, denen gegen das Hangende zu dünne Schichten grobkörniger Sande eingelagert sind. Darüber liegt eine Schichtenfolge von Sanden mit Sandsteinkonkretionen, groben Sanden und Schottern (Gerölle kristalliner Schiefer, mesozoischer Kalke, Kreidesandsteine, usw.), schwachen tonigen Zwischenlagen und dünnen Dazittufflagen. Das sarmatische Konglomerat ist im östlichen Abschnitt gegen Odorhei zu besonders mächtig entwickelt, doch kann es auch weit nach Westen gegen das Beckeninnere verfolgt werden. So liegt bei Daia über mergeligen Tonen eine ca 4 m mächtige Konglomeratbank (Gerölle kristalliner Schiefer und mesozoischer Kalke) mit sarmatischen Fossilien (PÁVAY, 1913; CIUPAGEA 1935, S. 9—10).

VANCEA (1938) erwähnt aus diesem Gebiet aus den oberen Sanden und Konglomeraten des sarmatischen Schichtkomplexes aus dem direkten Liegenden der groben pontischen Sande mit Congerien (nördl. von Daia, ferner bei Saschiz, Feleag, Bunești, Cristur, Archita, Roadăș, Criț, Fișer) eine reiche sarmatische Fauna mit den immer wiederkehrenden, für Unter- und Mittelsarmat banalen Formen, abgesehen von *Cardium fittoni*, einer für Russland mittelsarmatischen Form. Bevor hieraus aber stratigraphische Folgerungen gezogen werden, müssten diese Faunen doch erst überarbeitet werden.

ARABU (1940) gibt von Bunești auch *Cardium fittoni* d'ORB., *Card. plicatofittoni* SINZ., *Cardium suessi* BARB. an. Doch fehlen leider Abbildungen, so dass die Bestimmungen nicht überprüft werden können, was bei strati-

Institutul Geologic al României

graphisch in diesem Falle so interessanten Formen doch wünschenswert wäre. So wird von CIUPAGEA und VANCEA (1937) von Daia aus der gleichen Fauna *Cardium fittoni* mit *Ervilia trigonula* angegeben, was eine Revision der ganzen Faunen doch notwendig erscheinen lässt.

Im Südosten, am Rande des Perșanier Höhenzuges, bei Mateiaș, Dopca, Racoșul de Jos liegen über dem oberen Mediterran grobe sarmatische Sande und mächtige Konglomerate, darüber Mergel und tonige Sande und schliesslich ein mächtiger Komplex von Sanden mit Sandsteinkonkretionen und Konglomeratlinsen. In dem Mergel findet man Kohlenschmitzen und verkohlte Baumstämme. Dieselben Verhältnisse zeigen die sarmatischen Schichten des kleinen Homorodtales, nach Norden bis Merești, wo an zahlreichen Stellen verkohlte Baumstämme und Kohlenlinsen unter den gleichen geologischen Verhältnissen gefunden werden wie bei Racoșul de Jos. Solche Kohlenspuren finden sich noch weit nach NW zu gegen das Beckeninnere, wo z. B. bei Porumbenii Mari solche Kohlenspuren auch Gegenstand von Schürfungen waren.

Ganz allgemein enthält das Sarmat im Siebenbürgischen Becken ausserordentlich viele verkohlte Pflanzenreste.

N o r d r a n d. Im Nordosten beginnen die sarmatischen Schichten mit groben Konglomeraten (bis 50 m mächtig). Sie können in weiter Ausdehnung von Gurghiu nach NW über Deleni, Brâncovenești nach Monor verfolgt werden. In einer zweiten Antiklinale sind diese Konglomerate von Lueriu bis über Batoș aufgeschlossen. Die Konglomerate bestehen auch hier aus Geröllen kristalliner Schiefer, mesozoischer Kalke und Sandsteine. Darüber folgen mächtige Sande, zum Teil mit grossen Sandsteinkonkretionen, stellenweise mit Schotterschichten wechsellagernd. Gegen das Hangende zu führen diese Sande häufig verkohlte Pflanzenreste, Lignitschmitzen.

Im Norden des Beckens werden die sarmatischen Schichten aus Sandbänken und Konglomeraten gebildet, untergeordnet kommen auch Tone vor.

W e s t r a n d. Im Westen haben wir die gleichen Verhältnisse. Südlich von Cluj bei Feleac und Micuș liegen sarmatische Konglomerate und mächtige Sandkomplexe, bei Feleac mit Lignitschmitzen. Bei Ormeniș haben wir Sande mit grossen Sandsteinkonkretionen und Lignitspuren. Bei Lopadea Română besteht die untere Partie der sarmatischen Schichten aus sandigen Tonen, auf denen littorale Schotter und Konglomerate liegen. Bei Ajud beginnt die sarmatische Stufe mit groben Sanden und Schottern, ebenso bei Ighiu und Ighiel.

BECKENINNERES

Im Beckeninnern besteht der untere Komplex der sarmatischen Schichten im allgemeinen überwiegend aus Tonen, Mergeln und sandigen Tonen, während der obere Komplex überwiegend sandig ist. Gegen die Ränder des

Institutul Geologic al României

Beckens, vor allem gegen Norden und Osten, werden die oberen sarmatischen Sande grobkörniger und grobe Schotter nehmen immer mehr überhand. Einzelne Schotterlagen finden wir im Sarmat bis ins Zentrum des Beckens, so bei Logig, Băița, Șamșud—Pogăceaua—Săngeorgiul de Câmpia und Șărmășel. Die schotterigen Sande bei Șamșud haben fluviatile Struktur. Die Schotterlagen bei Pogăceaua (ausschliesslich kristallines Material) und Șărmășel (bis kopfgrosse Gerölle mesozoischer Kalke und Sandsteine, kristalliner Schiefer) sind nur 1—2 m mächtig.

Versteinerungen sind im Sarmat des Beckeninnern selten. Die wenigen, die im Innern des Beckens bisher bekannt wurden, stammen aus den schotterigen Schichten, so bei Băița, Logig, Pogăceaua. Daher ist die Abgrenzung der Sarmatischen Stufe sowohl nach oben als auch nach unten schwierig und man musste behelfsmässig zu Leithorizonten greifen, deren stratigraphische Lage nicht immer zuverlässig fixiert werden kann. Diese Rolle spielen für das Sarmat des Siebenbürgischen Beckens vor allem die Dazittuffe.

UNTERE SARMATGRENZE

Das Sarmat wurde im Siebenbürgischen Becken gegen das obere Mediterran mit der bis 8 m dicken Dazittuffbank abgegrenzt, die weithin gut verfolgt werden kann und als Tuff von Ghiriș bezeichnet wurde. Boeckh H. und seine Mitarbeiter haben im Liegenden des Tuffes noch mediterrane Bildungen mit Fossilien nachgewiesen, im Hangenden desselben aber schon sarmatische Faunen. Diese stratigraphische Fixierung wurde durch Erni und Vancea durch neue Fossilfunde bestätigt.

OBERE SARMATGRENZE

Gelegentlich der geologischen Aufnahmen, die wir für die Erdgasgesellschaft im Gebiete verschiedener Erdgasdome durchführten, hatten wir in unserem Bericht über Bazna und Șamșud (Atanasiu und Jekelius, 1924) das stratigraphische Profil der den Dom von Bazna aufbauenden Ablagerungen folgendermassen gegliedert:

In der Achse des Domes liegen zu unterst graublaue tonigsandige, schieferige Mergel mit dünnen Sandzwischenlagen.

Darüber folgen 70—80 m mächtige Sande mit viel sekundären Gipskristallen.

Darüber folgt ein über 300 m mächtiger grauer, toniger, schieferiger Mergelkomplex. Im obersten Teil dieser Mergel finden sich dünne Zwischenlagen eines weissen kompakten Kalkes.

Über diesem Horizont folgt ein über 400 m mächtiger Komplex sandiger Mergel, in dem wir im oberen Wiesengrundgraben eine Bank mit zahl-

Institutul Geologic al României

reichen pontischen Fossilien *(Congeria banatica, Limnocardium lenzi, L. syrmiense)* fanden.

Wir hatten damals ausgehend von der Feststellung, dass im Siebenbürgischen Becken die oberen Teile des Sarmat im allgemeinen überwiegend sandig, die unteren Teile des Pont aber überwiegend tonig-mergelig sind, die Grenze des Sarmat an die Oberkante des Sandhorizontes mit den sekundären Gipskristallen verlegt und alle darüber folgenden überwiegend tonig-mergeligen Schichten auf Grund der pontischen Fauna, die wir im Wiesengrundgraben gefunden hatten, ins Pont gestellt. Paläontologische Anhaltspunkte für eine sichere stratigraphische Eingliederung des schieferigen Mergelkomplexes aus dem Hangenden des Sandkomplexes mit den sekundären Gipskristallen fehlen.

In dem obertags aufgeschlossenen Profil des Domes von Șamșud (Șincai) unterschieden wir im Sarmat zwei Dazittufflagen: den Tuff von Riciu und den oberen Tuff von Bozed. Ungefähr 250 m über dem Tuff von Bozed stellten wir einen Komplex geschieferter Mergel mit dünnen weissen kalkigen Zwischenlagen fest, die grosse Ähnlichkeit haben mit gewissen Mergeln von Bazna, die wir ins Pont gestellt hatten. Auf Grund dieser petrographischen Ähnlichkeit mit dem Vorkommen von Bazna zogen wir die Grenze Pont-Sarmat hier an der Unterkante dieser schieferigen Mergel.

In unserem Bericht über den Erdgasdom von Șaroș (1925) mussten wir in Ermangelung horizontbestimmender Fossilien versuchen, das stratigraphische Profil von Șaroș in Einklang zu bringen mit der von uns für Bazna angenommenen Gliederung und stellten daher auch die Mergel mit Zwischenlagen grauer Kalke von schwerem spez. Gewicht und rostiger Verwitterungsrinde, sowie den darüber folgenden Sandkomplex und die mächtigen hangenden Mergel mit einer dünnen weissen Mergel- oder Tuffzwischenlage schon ins Pont.

Nachher verlegte Erni (1929) in den Domen von Bazna und Șaroș die Grenze Pont/Sarmat höher hinauf und zwar an die Oberkante der schieferigen Mergel mit den dünnen dolomitischen Kalkzwischenlagen, in denen er zahlreiche Reste von Fischen, Insekten und Pflanzen gefunden hatte. Im oberen Teil dieses Komplexes konnte er auch eine 4,5 cm dicke Dazittuffschichte nachweisen, die er Tuff von Bazna nannte. Der Tuff von Bazna, den Erni als obere Grenze des Sarmat im südlichen Teil des Siebenbürgischen Beckens annahm, ist nach ihm sehr konstant und kann in grosser Ausdehnung verfolgt werden.

Seither wurde von den Geologen der Erdgasgesellschaft (Vancea und Ciupagea) dieser Tuff als Grenze Pont/Sarmat angenommen.

Der blätterige Mergel mit dem Tuff von Bazna wurde von Erni um den Dom von Bazna, Cetatea de Baltă-Boian und bei Oarba, jenseits des Mureș nachgewiesen (Vancea, 1938, S. 302). Vancea fand ihn an mehreren Orten

Institutul Geologic al României

nördlich von Tg.-Mureș bei Chinari, auf dem rechten Mureș-Ufer, zwischen Ciaușul de Campie, Moișa, Almaș, Băla, ferner auf dem nördlichen Hang des Valea Sarului, zwischen Glodeni, Toldal, Poarta, ferner bei Rușl und Agnita. CIUPAGEA wies ihn auch an zahlreichen Orten nach, auf der NO, O und SO-Flanke des Domes von Șamșud zwischen Ciauș-Mădăraș, Bandul de Cămpie.

STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DES TUFFES VON BAZNA

Den Schichten unterhalb des Tuffes von Bazna fehlen nach VANCEA (1938) sowohl Einlagerungen von weissem Kalk als auch pontische Fossilien. Diese Schichten haben gewöhnlich das Aussehen sarmatischer Ablagerungen und enthalten sehr selten Fossilien. Das von PHLEPS (1906) vom Südende des Wiesengrundgrabens erwähnte *Cardium obsoletum*, soll nach VANCEA (1938) aus den Sanden unter dem blätterigen Mergel mit dem Tuff von Bazna stammen. Aus den gleichen Sanden von Șaroș soll GAÁL (1912) eine mittel- und obermiozäne Fauna angeben.

Also sind nach VANCEA horizontbestimmend vor allem das *Cardium obsoletum*, das PHLEPS von Bazna angibt, und die miozäne Fauna, die GAÁL von Șaroș anführt.

PHLEPS (1906, S. 5) erwähnt aus der Umgebung von Bazna, vom Südende des Wiesengrundgrabens aus dunkeln Ton- und Sandschichten, die unter 10° nach SSW fallen, *Cardium obsoletum* und bestimmt damit diese dunkeln Ton- und Sandschichten als sarmatisch. PHLEPS fasste damals noch, sowie auch KOCH schon früher alle Schichten in der weiten Umgebung von Bazna als sarmatisch auf, nur die im Tal von Bazna selber aufgeschlossenen ältesten Tone hielten sie für mediterran. Daher war es für PHLEPS naheliegend das einzige Cardium, das er in der sandigen Tonschichte des oberen Wiesengrundgrabens fand, das wohl auch noch schlecht erhalten war, als *Cardium obsoletum* zu bezeichnen. ROTH (1907) dagegen stellt alle, an der Oberfläche aufgeschlossenen Bildungen aus der weiten Umgebung auf Grund zahlreicher Versteinerungen, die er aus dem Gebiet zahlreicher Gemeinden dieser Gegend zitiert, ohne die Fundorte näher zu bezeichnen, ins Pont. Bei Bazna soll unter dem Pont in der Tiefe nur Mediterran liegen, Sarmat aber vollkommen fehlen.

Da das Südende des Wiesengrundgrabens nach unseren Aufnahmen (JEKELIUS und ATANASIU 1924) mitten im Bereich der pontischen Schichten liegt und wir gerade hier in den dunkeln sandigen Tonschichten eine reiche pontische Fauna fanden *(Congeria banatica, Limnocardium lenzi, L. syrmiense)*, verdankt das von PHLEPS von hier angegebene *Cardium obsoletum* ganz sicher nur einer falschen Bestimmung seine Existenz. Doch wird dies *Cardium obsoletum* in der Literatur immer wieder als Beweis für das sarmatische Alter red Schichten von Bazna zitiert (GAÁL, ERNI, VANCEA).

Institutul Geologic al României

Bezüglich der bei Şaroş gefundenen miozänen Fauna sagt GAÁL (1912 S. 12) in der Arbeit (ungarisch), auf die sich VANCEA beruft, folgendes: « Eine mit der Homoroder Fauna gleichwertige Fauna sammelte ich bei M.-Sáros und zählte sie auch in meinem Jahresbericht von 1911 auf ». Einige Zeilen vorher hatte er davon gesprochen, dass ROTH bei Homorod und Garat mittleres Miozän erwähnt habe und aus dessen oberem sandigem Horizont auch eine mittelmiozäne Fauna gesammelt hätte. ROTH (1911) erwähnt aber von hier aus dem oberen sandigen Horizont: *Ostrea* cf. *digitalina* DUB. und *Pecten* cf. *leythajanus* PARTSCH. Also jedenfalls nicht Sarmat. Auch in der geologischen Karte, die ROTH seiner Dissertation (1909) beifügte, verzeichnete er in dem ganzen Gebiet zwischen Homorod und Garat nur oberes Mediterran. In genau dem gleichen Sinne äussert sich GAÁL auch im Centralblatt für Mineralogie 1912, S. 441. Und auf Seite 442 schreibt er ausdrücklich vom oberen Horizont des mittleren Miozäns, der bei Cămărașu, Pogăceaua und bei Şaroş aufgeschlossen sein soll. Das Sarmat aber stellt er (S. 443) ins obere Miozän, während laut S. 440 der obere Horizont des mittleren Miozäns in der Auffassung GAÁLS dem Leithakalk oder dem Torton entspricht.

Den Bericht GAÁLS an das kgl. ungar. Finanzministerium aus dem Jahr 1911, auf den GAÁL sich beruft und in dem die Liste der Fauna von Şaroş enthalten sein soll, liess BOECKH nicht veröffentlichen, da GAÁL in diesem Bericht das Vorkommen von Antiklinalen im Siebenbürger Becken leugnete. So blieb die Liste der Fauna unbekannt. Nach all dem zitiert GAÁL aber (1912) von Şaroş nur eine Fauna, die er als gleichwertig mit der obermediterranen Fauna von Homorod bezeichnete. Somit kann auch diese Angabe GAÁLS bezüglich Şaroş nicht für den Nachweis von Sarmat hier in Anspruch genommen werden.

Die gleichen Sande lieferten ERNI (siehe VANCEA, 1938, S. 302) bei Bazna Fragmente von Muscheln und Schnecken und bei Velț ein *Cerithium* sp. Es sind dies auch Angaben, die stratigraphisch nicht verwendbar sind. Höchstens insofern als das *Cerithium* von Velț, wenn es nicht umgelagert ist, Pont ausschliesst.

Ausführlicher kommt CIUPAGEA (1935) auf diesen Grenzhorizont Pont-Sarmat zu sprechen. Nach ihm ist der 4—4,5 cm dicke Dazittuff von Bazna einem bis 10 m mächtigen schieferigen, dysodilischen Mergelkomplex zwischengelagert. Auf den weissen Schichtflächen dieser Mergel werden Reste von Fischen und Koprolithe gefunden. Ausserdem wird dieser Horizont durch eine manchmal unterbrochene Schichte eines schweren und harten, dolomitischen grauen, braun verwitternden Kalkes charakterisiert. Diese Kalke enthalten auch Fischreste und Insekten.

In einem Horizont solcher dolomitischer Kalke fand CIUPAGEA in einem Konglomerat südlich von Apold, auf der Westflanke der Antiklinale von

Institutul Geologic al României

Daia, sarmatische Fossilien, unter denen er *Cerithium pictum* BAST. und *Cerithium disjunctum* SOW. bestimmen konnte. Im Liegenden dieses oberen Horizontes sammelte CIUPAGEA zahlreiche sarmatische Fossilien:

Cerithium pictum BAST.
» *disjunctum* SOW.
Trochus sp.
Bulla sp.
Hydrobia sp.
Ervilia podolica EICHW.
Cardium obsoletum EICHW.
» sp. div.
Modiola volhynica EICHW.

CIUPAGEA parallelisiert die Zone dolomitischer Kalke von Apold mit den oberen dolomitischen Kalken aus dem direkten Liegenden der blätterigen Schiefer mit dem Tuff von Bazna. Da aber einerseits sowohl nach CIUPAGEA als auch nach VANCEA solche dolomitische Kalke auch viel tiefer im Sarmat auftreten, andererseits aber in der ganzen südöstlichen Randzone die blätterigen Schiefer mit dem Tuff von Bazna fehlen, ist es möglich, dass diese Parallelisierung nicht unbedingt sicher ist. Es kann sich hier auch um eine tiefere Lage dolomitischer Kalke handeln.

Nach all dem kann die obere Grenze des Sarmat im zentralen Beckenteil trotz aller wertvoller Untersuchungen in dieser Richtung noch immer nicht mit Sicherheit festgestellt werden, wenn auch die Verlegung dieser Grenze an die Oberkante des Horizontes mit dem Tuff von Bazna die gegenwärtig jedenfalls beste Lösung ist und für die Kartierungsarbeiten wenigstens innerhalb des zentralen Beckenteiles eine einheitliche Grenzziehung ermöglicht. Ob aber die im zentralen Beckenteil durch die Oberkante des Horizontes mit dem Tuff von Bazna festgelegte Grenze stratigraphisch tatsächlich den gleichen Horizont begrenzt, mit dem im südlichen Beckenteil das Sarmat abschliesst, ist eine Frage, die vorläufig kaum beantwortet werden kann.

Auf faunistischer Grundlage kann somit in Siebenbürgen vorläufig nur unteres Sarmat mit Sicherheit nachgewiesen werden. Über dem Untersarmat folgen in Siebenbürgen ganz allgemein die Unteren Congerienschichten, ohne dass bisnoch weder an den Beckenrändern noch im zentralen Beckenteil irgendwo ein Schichtkomplex hätte nachgewiesen werden können, der faunistisch als Übergangsstufe zwischen dem Untersarmat und den Unteren Congerienschichten angesprochen werden könnte.

Institutul Geologic al României

VII. MEDITERRAN-SARMATISCHE SÜSSWASSERSCHICHTEN

Die Bezeichnung der Süsswasserformen der Fauna der Congerienschichten SO-Europas als Elemente der Kaspischen Fauna ist irreführend. Die rezente Fauna des Kaspischen Meeres wird damit zum Typus der Fauna der pliozänen Congerienschichten des Mittleren Donaubeckens gemacht und die Elemente der «kaspischen Fauna» müssen in scharfen, stratigraphischen Gegensatz treten zur brackischen Sarmatfauna, deren Entwicklung aus der mediterranen Fauna des Miozäns ja allgemein bekannt ist.

Während somit für die Entwicklung der brackischen Sarmatfauna die Blickrichtung mit der natürlichen Entwicklung übereinstimmt, entspricht die Bezeichnung der Fauna der Congerienschichten als «Kaspifauna» einer Projektion jüngerer Zeitverhältnisse auf frühere, also einer dem Ablauf der natürlichen Entwicklung entgegengesetzten Blickrichtung. Wo diese beiden von den entgegengesetzten Enden der stratigraphischen Skala aus betrachteten Faunen sich treffen, wirkt ein eventuelles Vorkommen von Formen der jüngeren «kaspischen Fauna» in Schichten des sarmatischen Brack wie das Auftreten erster Vorläufer eines sich herausbildenden ganz neuen Faunentypuses.

Eine richtige Einstellung zum Ablauf der geologischen und faunistischen Entwicklung können wir in unserem Falle nur finden, wenn wir uns dessen bewusst bleiben, dass die beiden Faunen, die marin-brackische und die Fauna des Süsswassers sich während des ganzen Neogen gleichzeitig nebeneinander in geographisch getrenntem Milieu entwickelt haben, die marin-brackischen in dem grossen marinen Becken, die Süsswasserfaunen in den fliessenden und stehenden Gewässern der Randgebiete.

So reicht der Typus der Fauna der Congerienschichten in Europa mindestens bis ins Alttertiär zurück und ist rings um das später sich herausbildende Mittlere Donaubecken weit verbreitet. In den kohlehaltigen Schichten von Dorogh: *Congeria eocenica* Mun. Chalm., in den Schichten des Aquitan des Beckens von Petroșani: *Melanopsis* und *Melania* (Hofmann 1870, Koch 1894); in den mediterranen Süsswasserschichten (Kirchberger Süsswasserschichten, Oncophora-Schichten, Sotzkaschichten) in Mähren (Rzehak 1908, Remeș 1923), in Bayern (Klein 1846/53, Sandberger 1870/75, Ammon 1888,

Institutul Geologic al României

PFANNENSTIEL 1931, KRAUSS ERNST 1938), in der Ostmark bei Eibiswald, Wies, Rein usw. (SANDBERGER 1883, DREGER 1902), in der Tüffer-Sagorer Bucht (BITTNER 1884, nach BITTNER Oligozän): *Congeria*, *Unio*, *Melanopsis*, *Melania*, *Neritina*, *Hydrobia*, *Bythinia*, *Valvata*, *Planorbis*, *Limnaeus*. Einzelne Formen, wie z. B. *Melania escheri*, *Melanopsis impressa*, sind den miozänen und den pontischen Süsswasserschichten gemeinsam, obwohl sich mächtige, auch marine Schichtkomplexe zwischenschalten.

Die Ablagerungen des Beckens von Turiec (Slowakei) wurden früher als pliozäne Congerienschichten angesehen. REMEŞ (1923) fand hier aber ausser anderen Süsswasserformen auch *Congeria subclaviformis* und *Oncophora*. Es handelt sich somit um mediterrane Süsswasserablagerungen.

Aus dem Gebiet des Borsod-Heveser Bükk-Gebirges (Ungarn) beschreibt SCHRÉTER (1934) aus dem Helvet eine Schichtserie mit Braunkohlenflözen (Salgotarjáner Fazies), aus der SCHRÉTER ausser anderen Fossilien noch erwähnt: *Congeria clavaeformis* KRAUSS, *Melanopsis impressa* KRAUSS, *Neritina picta* FÉR.

Aus den entsprechenden miozänen Süsswasserschichten Bosniens und Herzegowinas aber wurde eine reiche Fauna bekannt, deren Typus dem der Fauna der Congerienschichten vollkommen entspricht. NEUMAYR (1880) und KATZER (1921) erwähnen aus diesen Schichten:

Congeria antecroatica KATZER
» *bosniaca* KATZER
» *bihacensis* KATZER
» *pernaeformis* ANDR.
» *fuchsi* PIL.
Dreissensia sp.
Melanopsis filifera NEUM.
» *cvijici* BRUS.
» *tenuiplicata* NEUM.
» *plicatula* BRUS.
» *angulata* NEUM.
» *vitezovici* BRUS.
Melanoptychia bittneri NEUM.
» *dieneri* KATZER
» *mojsosivici* NEUM.
» *carusi* BRUS.
Melania pilari NEUM.
Neritodonta semidentata SANDB.
» cf. *pilari* BRUS.
» *reiseri* BRUS.
Prososthenia eburnea BRUS.
» *humilis* BRUS.
Pseudamnicola stosiciana crassa BRUS.
Sandria sp.
Stalioa parvula NEUM.
Pyrgula sp.
Marticia hidaljoi BRUS.
» *tietzei* NEUM.
Bythinia sp.
Bythinella pachychila BRUS.
Nematurella sp.
Stenotyra stenostoma BRUS.
» *bosnensis* BRUS.
Euchilus elongatus NEUM.
Lithoglyphus sp.
Orygoceras tropidophorum BRUS.
» *curvum* BRUS.
» *bifrons* BRUS.
Planorbis pulici BRUS.
Ancylus illyricus NEUM.
Clivunella katzeri KRAMBERGER

NEUMAYR (1880) weist darauf hin, dass ein Teil der dalmatinischen Melanopsidenmergel auch mit Sicherheit diesen mediterranen Süsswasserschichten äquivalent sei und weist auf die ähnlichen Vorkommen hin, die BOECKH aus

Institutul Geologic al României

der Gegend von Fünfkirchen veröffentlicht hat und mit denen sich BOECKH später (1881) ausführlicher beschäftigte. So beschreibt BOECKH aus dem Liegenden von marinen obermediterranen Schichten Süsswasserablagerungen mit *Congerien*, *Melania escheri*, *Unio*, *Neritina* usw. Diese Süsswasserbildungen enthalten bei M. Hidas auch Kohlenflöze. Diese Schichtenfolge tritt an zahlreichen Punkten auf. WENZ (1931) beschreibt aus diesen Ablagerungen eine kleine Fauna: *Congeria boeckhi* WENZ (die der *Congeria ornithopsis* sehr nahe steht), *Bulimus vadászi* WENZ, *Gyraulus*.

Von Szabolcs bestimmte BOECKH: *Congeria czjzeki*, *Cong.* aff. *triangularis*, *Planorbis*, *Cardium* usw. Diese «pontische» Schichtenfolge wird von sarmatischen Schichten überlagert.

In Russland, in Ostgeorgien und Südkaukasien wurden entsprechende Bildungen als Horizont von Kotzachur (oder Oncophora-Schichten) beschrieben (DAVIDASCHVILI 1933, 1934, 1937; BOGATCHEV 1936) mit *Congeria transkaukasia* DAVID., *Melanopsis* sp., *Oncophora socialis* RZEHAK, *Cardium (Eoprosodacna)* sp., *Cardium (Eoprosodacna) kartlicum* DAVID., *Card. goriense* DAVID.

Nach DAVIDASCHVILI (1937) sind die Cardiiden des Horizontes von Kotzachur und der Oncophoraschichten Westeuropas die Vorläufer der stärker spezialisierten Brackwassercardiiden der Congerienschichten.

Institutul Geologic al României

INDEX DER VERSCHIEDENSPRACHIGEN BEZEICHNUNGEN FÜR IN VORLIEGENDER ARBEIT ERWÄHNTE ORTE

Da in der rumänischen, deutschen und ungarischen geologischen Literatur für die Orte vor allem der gemischtsprachigen Gebiete mancher Teile des Mittleren Donaubeckens ganz verschiedene Ortsbezeichnungen verwendet wurden, ist es in vielen Fällen heute ohne genauere Lokalkenntnis und ohne ausreichende Hilfsmittel nicht mehr möglich, festzustellen, welcher Ort mit der einen oder anderen Bezeichnung gemeint ist. Da ich aber im Text der Arbeit die verschiedenen in der geologischen Literatur gebräuchlichen Schreibweisen der verschiedenen Orte nicht alle anführen kann, gebe ich im nachfolgenden für die in meiner Arbeit erwähnten Lokalitäten, für die in der Literatur stark abweichende Bezeichnungen vorkommen, einen Index, in dem an erster Stelle die in meiner Arbeit verwendete Schreibweise steht und anschliessend die sonst in der Literatur für die gleiche Lokalität noch gebräuchlichen Bezeichnungen angeführt sind.

OSTMARK (BURGENLAND) UND UNGARISCHE GRENZGEBIETE

Deutsch	*Ungarisch*
Baumgarten	Kertes, Sopronkertes, Marz-Kertes
Breitenbrunn	Széleskút, Fertőszéleskút
Drassburg	Darufalva
Eisenstadt	Kismárton
Forchtenau	Fraknó, Fraknóváralja
Fünfkirchen	Pécs
Grosshöflein	Nagyhöflány
Güns	Kőszeg
Güssing	Németujvár
Hornstein	Szarvkö
Klingenbach	Klimpa, Kelénpatak
Kroisbach	Rákos, Fertőrákos
Lackenbach	Lakompak
Landsee	Lánzsér, Lándzsér

Institutul Geologic al României

Margarethen	Szt. Margita, Szentmargit, Szentmargitbánya
Mattersdorf, Mattersburg	Nagy Márton
Müllendorf	Szárazvám
Neckenmarkt	Sopronnyék, Nyék
Ödenburg	Sopron
Oggau	Oka, Okka
Olsnitz	Muraszombat
Plattensee	Balaton
Podersdorf	Pátfalu
Pullendorf, Ober-	Felsöpula, Felsöpulya
Purbach	Feketeváros
Raab	Györ
Rechnitz	Rohonc
Ritzing	Réczény
Sigles, Siegless	Siklos, Siklósd
Stoob	Csáva
Tschakathurn, Csakathurn	Csáktornya
Wiesen	Rétfalu
Zemendorf	Zemenye

OSTRAND DER THEISSEBENE UND SIEBENBÜRGEN

Rumänisch	*Deutsch*	*Ungarisch*
Agnita (Bez. Târnava Mare)	Agnetheln	Szt. Ágota
Ajud (Bez. Alba)	Strassburg	Nagy Enyed
Albeşti (Bez. Târnava Mare)	Weisskirch	Fehéregyháza
Almaş, Merişori (Bez. Mureş)		Puszta Almás
Alţina (Bez. Sibiu)	Alzen	Alczina
Apold (Bez. Târnava Mare)	Trappold	Apold
Archita (Bez. Târnava Mare)	Arkeden	Erked
Bădeni (Bez. Turda)		Bágyon
Baiţa (Bez. Mureş)		Szász Banyicza
Băla (Bez. Mureş)		Bala
Balcaci (Bez. Târnava Mică)	Bulkesch	Bolkács
Band, Bandul de Câmpie (Bez. Mureş)		Mezö Bánd
Batoş (Bez. Mureş)	Botsch	Bátos
Bazna (Bez. Târnava Mare)	Baassen	Felsö Bajom
Beiuş (Bez. Bihor)		Belényes
Benic (Bez. Alba)		Benedek
Bogeşti (Bez. Arad)		Bogyest, Bozósd, Felsö Csill
Boian (Bez. Târnava Mică)		Mezö Bö
Bolvaşniţa (Bez. Severin)		Bolvás
Bozed (Bez. Mureş)		Bazéd
Brâncoveneşti (Bez. Mureş)		Marosvécs
Brăneşti (Bez. Severin)		Avasfalva
Broşteni (Bez. Caraş)		Krassóborostyán
Buia (Bez. Târnava Mare)	Bell	Bolya

Institutul Geologic al României

Bunești (Bez. Târnava Mare)	Bodendorf	Szász Buda
Câlnic (Bez. Alba)	Kelling	Kelnek
Câlnic (Bez. Caraș)		Kölnök
Cămărașu (Bez. Cluj)		Puszta Kamarás
Câmpul-Lung (Bez. Caraș)	Langenfeld	Néramező
Cetatea de Baltă (Bez. Târnava Mică)	Kokelburg	Küküllővár
Cetea (Bez. Alba)		Csáklya
Chinari (Bez. Mureș)		Várhegy
Ciaușul de Câmpie (Bez. Mureș)		Mező-Csávás
Cicău (Bez. Alba)		Csákó
Cireșul (Bez. Severin)		Cserestemes
Cisnădia (Bez. Sibiu)	Heltau	Nagy Disznód
Ciuchici (Bez. Caraș)		Csukics, Tyukó
Ciugud (Bez. Alba)		Füged
Cohalm, Rupea (Bez. Târnava Mare)	Reps	Köhalom
Copșa Mică (Bez. Târnava Mare)	Kleinkopisch	Kis-Kapus
Criciova (Bez. Severin)		Kricsó
Cristur (Bez. Odorhei)		Székelykeresztúr
Criț (Bez. Târnava Mare)	Deutsch Kreutz	Szász Keresztúr
Daia (Bez. Târnava Mare)	Denndorf	Szászdálya
Deleni (Bez. Mureș)		Orosz Idécs
Dobca (Bez. Târnava Mare)		Datk
Dumbrăveni (Bez. Târnava Mică)	Elisabethstadt	Erzsébetváros
Feleac (Bez. Cluj)		Felek
Feleag (Bez. Odorhei)		Magyar Felek
Fișer (Bez. Târnava Mare)	Schweischer	Sövénység
Galda de Jos (Bez. Alba)		Alsó Gáld
Geoagiul de Sus (Bez. Alba)		Fel Gyógy
Ghiriș (Bez. Cluj)		Gyéres
Glodeni (Bez. Mureș)		Sárpatak
Govașdia, Mocioni (Bez. Arad)		Gosd
Gurghiu (Bez. Mureș)		Görgény Szt. Imre
Hășag (Bez. Sibiu)	Haschagen	Hásság
Hidișelul de Jos (Bez. Bihor)		Almamező
Hidișelul de Sus (Bez. Bihor)		Harangmező
Ighiel (Bez. Alba)		Igenpataka
Ighiu (Bez. Alba)		Magyar Igen
Lălășinț (Bez. Severin)		Laláncz
Lăzăreni (Bez. Bihor)		Miklóirtás, Mikló-Lazur
Logig (Bez. Mureș)	Ludwigsdorf	Szász Ludvég
Lopadea Română, Lopadea Veche (Bez. Alba),		Oláhlapád
Lueriu (Bez. Mureș)		Lövér
Lueta (Bez. Odorhei)		Lövéte
Luguzău (Bez. Arad)		Lugozó
Macoviște (Bez. Caraș)		Mákosfalva
Mădăraș (Bez. Mureș)		Mező Madaras
Markovac		Markovecz, Márktelke
Mateiaș (Bez. (Târnava Mare)		Mátéfalva
Mercurea (Bez. Sibiu)	Reussmarkt	Szerdahely

Institutul Geologic al României

Mereşti (Bez. Odorhei)		Homorodalmás
Micuş Micești (Bez. Turda)		Mikes
Mirăslău (Bez. Alba)		Miriszló
Moişa (Bez. Mureş)		Mojos
Mureni (Bez. Odorhei)		Szederjes
Nadeş (Bez. Târnava Mică)	Nadosch, Nadisch	Szász Nádos
Nicolinţi (Bez. Caraş)		Nikolincz, Miklósháza
Oarba (Bez. Mureş)		Maros Orbó
Ocna Sibiului (Bez. Sibiu)	Salzburg	Vizakna
Odorhei (Bez. Odorhei)		Székely Udvarhely
Ohaba Mâtnic (Bez. Severin)		Mutnokszabadja
Oieşdea (Bez. Alba)		Vajasd
Orminiş (Bez. Alba)		Örményes
Plopiş (Bez. Sălaj)		Gyümölcsénes
Poarta (Bez. Mureş)		Kőrtekapu
Poenii de Sus (Bez. Bihor)		Felsö Pojény, Felsö Poény
Pogăceaua (Bez. Mureş)		Mezö Pagocsa
Porumbenii Mari (Bez. Odorhei)		Nagy Galambfalva
Proştea Mare (Bez. Târnava Mare)	Gross Probstdorf	Nagy Ekemezö
Răcăşdia (Bez. Caraş)		Rakasd
Rachitova (Bez. Caraş)		Rakitó
Racoşul de Jos (Bez. Târnava Mare)		Alsó Rákos
Rădmăneşti (Bez. Severin)		Radmanocz, Radmanest
Reşiţa (Bez. Caraş)	Reschitz	Resiczabánya
Retiş (Bez. Târnava Mare)	Retisdorf, Reteschdorf	Réten
Riciu, Râciu (Bez. Mureş)		Mezö-Rücs
Roadeş (Bez. Târnava Mare)	Radeln	Rádos
Ruşi (Bez. Sibiu)	Reussen	Rüsz
Rusova Nouă (Bez. Caraş)		Uj Ruszolcz, Uj Ruszova
Săcădat (Bez. Sibiu)		Szakadat
Şaeş (Bez. Târnava Mare)	Schaas	Segesd
Şamşud, Şincai (Bez. Mureş)		Mezö Sámsond
Sângeorgiu de Câmpie (Bez. Cluj)		Mezö Szt. György
Sângeorgiul de Pădure (Bez. Odorhei)		Erdö Szt. György
Sântimbru (Bez. Alba)		Maros Szt. Imre
Şărmăşel (Bez. Cluj)		Kis Sármás
Şaroş (Bez. Târnava Mică)		Magyar Sáros
Saschiz (Bez. Târnava Mare)	Kaisd	Szász-Kézd
Sebeş, Sebeşul Săsesc (Bez. Alba)	Mühlbach	Szász Sebes
Şebiş (Bez. Arad)		Borossebes
Sibiu (Bez. Sibiu)	Hermannstadt	Nagyszeben
Sighişoara (Bez. Târnava Mare)	Schässburg	Segesvár
Şilindia (Bez. Arad)		Szilingyia, Selend
Şimlăul Silvaniei (Bez. Sălaj)		Szilágy Somlyó
Slimnic (Bez. Sibiu)	Stolzenburg	Szelindek
Soceni (Bez. Caraş)		Szocsán
Stracoş (Bez. Bihor)		Isztrákos
Teiuş (Bez. Alba)	Dreikirchen	Töviş
Temereşti (Bez. Severin)		Temeres, Temerest
Tirol (Bez. Caraş)	Königsgnad, Tirol	Királykegye

Institutul Geologic al României

Toldal (Bez. Mureş)		Toldalag
Vănători (Bez. Târnava Mare)	Teufelsdorf	Hejjásfalva
Vârciorova (Bez. Severin)		Varcsaro, Vercserova
Veşeud, Veşăud (Bez. Târnava Mare)	Wasied, Wassried	Szász Veszöd
Vorumloc (Bez. Târnava Mare)	Wurmloch	Baromlaka
Vurpăr (Bez. Sibiu)	Burgberg	Vurpód
Zăbalţ (Bez. Severin)		Zabálcz, Szabálcs
Zalău (Bez. Sălaj)		Szilágy
Zorlenţul Mare (Bez. Caraş)		Alsó Zorlencz

Institutul Geologic al României

VERZEICHNIS DER ZITIERTEN LITERATUR

ABICH O. W. H. (1865). Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinsel Kertsch und Taman. *Mém. d. l. Acad. d. Sc. d. Petersburg*, IX, 4.

ALEXEJEW A. (1915). Les tortues des couches méotiques de Bessarabie. *Trav. d. Mus. Géol. et Min. d. l. Ac. d. Sc. I. Petersburg.*

AMMON L. (1888). Die Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern. *Geogn. Jahresbhefte I.*

ANDRIANOW K. S. und N. J. LARYN. (1935). Die Lagerungsverhältnisse der Knochen der Wirbeltiere des oberen Sarmat in der Eldarsteppe. *Ber. Naturfor. Ges. Moskau*, 43, Neue Serie, Geol. Abt. (4) 13.

ANDRUSOV D. (1932). Critique de la subdivision du Néogene de la dépression de la Morava inferieure. *Vestnik d. serv. géol. d. l. Rep. Tschécosl.*, VIII, Praha.

— (1938). Karpathenmiozän und Wiener Becken. *Petroleum* 34, S. 1—9.

ANDRUSOV N. (1886). Die Schichten von Kamyschburun und der Kalkstein von Kertsch. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, XXXVI, S. 126—140.

— (1890). Der Kalkstein von Kertsch und seine Fauna. *Verh. d. russ. kais. Mineral. Gesellsch.* Ser. 2, vol. XXVI (russisch).

— (1895). Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, S. 189—198.

— (1896). Die südrussischen Neogenablagerungen I. *Verh. d. russ. kais. Mineral. Gesellsch.* Ser. 2, vol. XXXIV.

— (1898). Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens. (Tafeln 1897), Suppliment, I, 1900.

— (1899). Die südruss. Neogenablagerungen, II. *Verh. d. russ. kais. Mineral. Gesellsch.*, Ser. 2, vol. XXXVI.

— (1902). Die südruss. Neogenablagerungen, III. *Verh. d. russ. kais. Mineral. Gesellsch.*, Ser. 2, vol. XXXIX.

— (1902 b). Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogen. Die Aktschagylschichten. *Mém. du Com. géol. d. St. Petersbourg*, XV, 4.

— (1903). Die Brackwassercardiden, I. *Mém. d. l. Acad. imp. des sc. St. Petersbourg*, VIII, Ser. 13, vol. 3.

— (1906). Die Mäotische Stufe. *Verh. d. kais. russ. Mineral. Gesellsch. zu St. Petersburg*, Ser. 2, Bd. 43.

— (1909). Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogen. Pontische Schichten des Schemachinischen Distrikts. *Mém. du Com. géol. de St. Petersbourg*, N. S. 40.

— (1910). Die Brackwassercardiden, II. *Mém. d. l. Acad. imp. des sc. St. Petersbourg*, VIII, Ser. 25, vol. 8.

Institutul Geologic al României

ANDRUSOV N. (1923). Etage Apchéronian. *Mém. du Com. Géol.* Nouv. sér. Liv. 110, Petersburg (russisch).

— (1927). Le pliocéne de la Russie méridionale d'apres le recherches récentes. *Mém. soc. roy. d. sc. de Boheme a Prague.*

ARABU N. (1916). Études sur les formations tertiaires du bassin de la mer de Marmara. *C. R. Soc. géol. Fr.*, 1916, II, S. 332.

— (1916). Existence de la faune a Hipparion dans le Sarmatien du bassin de la mer de Marmara. *C. R. Soc. géol. Fr.*, 1916, II, S. 424.

— (1917). Remarques stratigraphiques sur les formations tertiaires du bassin de la mer de Marmara. *Bull. Soc. Géol. d. Fr.*, 4 sér., XVII, S. 390.

— (1940). Faunes sarmatiennes et pontiennes du bassin Transylvain. *C. R. d. S. Inst. Geol. de Roum.*, XXIV.

ATANASIU J. und E. JEKELIUS. (1924). Geologischer Bericht über die Erdgasdome von Bazna und Şamşud (rumänisch, Manuskript).

— (1925). Geologischer Bericht über den Erdgasdom von Şaroş (rumänisch, Manuskript).

— (1926). Vorläufiger geol. Bericht über den Dom von Şărmăşel (rumänisch, Manuskript).

ATANASIU J. (1940). Contributions à la géologie de pays Moldaves. *Anuar. Inst. Geol. Rom.*, XX.

BARBOT DE MARNY. (1869). Geol. Skizze des Gouvern. Cherson. Petersburg (russisch).

BASSE E. (1938). Sur une nouvelle espéce de Valenciennesia du cenomanien malgache: V. madagascariensis n. sp. *Bull. Mus. Hist. nat.* (2), 10, Paris.

BETHLEN G. (1933). A bihar-szilágyi Rézhegység északi peremének földtani és öslénytani viszonyai. *Földtani Szemle*, Budapest.

BITTNER A. (1883). Über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.*, XXXIII.

— (1884). Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, 34. Bd.

BOGATCHEV V. V. (1936). New Data on the Transkaukasian Miocene. Arbeiten des Institutes für wissenschaftliche Petrolforschung in Azerbeidjan, 31 Fasc., Baku.

BÖHM E. K. (1940). Das Erdölvorkommen der Murinsel (Jugoslavien). *Öl und Kohle*, S. 415.

BOECKH J. (1881). Geolog. und Wasserverhältnisse der Umgebung der Stadt Fünfkirchen. *Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anstalt.* IV. Budapest.

BOKOR GY. (1939). A Budai hegység nyugati peremének földtani viszonyai. *Földt. Közl.*, 69. Bd., Budapest.

BORISSJAK A. (1911). Über die Säugetierfauna Sevastopols. *Zentralblatt f. Min.*, S. 598.

— (1914). Mammiféres fossiles de Sevastopol. *Mém. Com. Géol. St. Petersbourg*, N. S. 87.

BOURCART (1919). Note préliminaire sur les terrains sedimentaires de la region de Salonique. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, S. 77.

BRANDL W. (1931). Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgsspornes. *Jahrb. d. geol. Bundesanst.*, 81. Bd., Wien.

BRIVE A. (1896). Excursion dans le Vallée du Chélif. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3. sér., 24. vol., S. 929.

BRUSINA SP. (1884). Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien. *Beitr. z. Palaeont. Österreich-Ungarns*, III.

— (1892). Über die Gruppe der Congeria triangularis. *Zeitschr. d. d. Geol. Gesellsch.*

Institutul Geologic al României

BRUSINA SP. (1893). Congeria ungulacaprae, C. simulans Brus. n. sp. und Dreissensia Münsteri Brus. n. sp. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, S. 45.

— (1897). Matériaux pour la faune malacologique néogene de la Dalmatie, de la Croatie etc. Agram.

BURGERSTEIN L. (1877). Beiträge zur Kenntnis des jungtertiären Süsswasserdepots von Üsküb. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.*, 27. Bd., S. 243—250.

CAPELLINI. (1874). La formazione gessosa di Castellina Marittima e i suoi fossili. *Mem. d. Accad. d. Sc. d. Ist. di Bologna*, ser. 3, IV, S. 525—603.

— (1879). Strati a congerie e marne mioceniche dei dintorni di Ancona. *Atti Accad. Lincei*, Mem. (3), III, S. 139.

— (1880). Gli strati a Congerie o la formazione gessoso-solfifera nella provincia di Pisa e nei dintorni di Livorno. *Atti d. R. Accad. d. Lincei*, Mem. d. cl. di Sc. fis., ser. 3, V, S. 1—55.

CHAPUT E. et S. GILLET. (1938). Les faunes Mollusques des terrains á Hipparion gracile de Kücük Cekmece, pres Istambul. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 5, t. 8, S. 363—388.

CIUPAGEA D. T. (1935). Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain. *Bul. Soc. Rom. de Geol.*, II, Bukarest.

CIUPAGEA D. T. et A. VANCEA. (1937). Quelques points fossilifères inconnus du Bassin de Transilvanie. *Bull. Soc. roum. de géol.*, III.

CZJZEK. (1847). Bituminöses Holz des Wiener Beckens. *Haidingers Mitteil.*, I, S. 91—94.

DAVIDASCHVILI L. C. (1930). Über die Zusammensetzung und Herkunft der Fauna der Mäotischen Stufe. *Centralblatt f. Min. Geol. und Pal.*

— (1931). The fauna of the Pontien beds. Characteristic fossils of the oil districts of the Crimea and Caucasus VII. *Transaction of the State Petroleum Research-Institute*, Moscow.

— (1933). Über die Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. *Informatsio. sbornik Neftianago-geologo-Razved. Inst.* (russisch).

— (1934). The fauna of the Kotsahurian Beds. *Bull. Soc. Nat. Moscou. S. Geologique*, T. XII.

— (1937). On the Oncophora beds, their Fauna and their distribution. *Problems of Pal. Pub. Laborat. Pal. Univ. Moscou*, 2—3, Moskau, S. 585—593.

— (1937 b). On the History and Ecology of the Molluscan Fauna a the early Pliocene marine basins. *Problems of the Pal. Publ. Univ. Moscou*, 2—3, Moskau, S. 565—583.

DEPÉRET M. (1893). Sur la classification et le parallélisme du système miocène. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, Ser. III, vol. 21, S. 170—266.

— (1896). Réflexion au sujet des formations tertiaires d'Algerie. *Bull. Soc. geol. Fr.* Ser. III, vol. 24, S. 1115—1124.

DOLLFUS G. F. et DAUTZENBERG PH. (1902). Conchyliologie du Miocéne du bassin de la Loire. *Mém. Soc. Geol. Fr.*, Pal. Nr. 27.

DOLLFUSS G. F. (1904). Fauna malacol. miocène supér. de Remes (etage Redonien). *C. R. Assoc. Fr.*, vol. 32, S. 656; vol. 35 (1906), S. 304; vol. 36 (1908), S. 340.

DREGER J. (1902). Die geol. Aufnahmen der NW-Section des Kartenblattes Marburg und die Schichten von Eibiswald in Steiermark. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien.

EBERSIN A. G. (1938). Horizon with Congeria subrhomboidea Andr. in the Kuban Province. *C. R. Acad. Sc. U.R.S.S.*, Neue Serie 21, Nr. 8, Moskau, S. 409—412.

EICHWALD E. (1853). Lethaea rossica ou Paleontologie de la Russie, III, Stuttgart.

ERNI A. (1929). Geologie générale du Bassin de Transylvanie in: Motaş, Guman und Erni. Étude sur les gisments de gaz natural de transylvanie. *Inst. nat. roum. pour l'Etude de l'Aménagement et de l'Utilisation des sources d'énergie*, Nr. 18, Bucarest.

Institutul Geologic al României

FAHRION. (1941). Zur Mikrofauna des Pannon im Wiener Becken. *Öl und Kohle*, 37. Bd. S. 451.

FERENCZI J. (1925). Geomorphologische Studien in der südl. Bucht des kleinen Ungarischen Alföld. *Földt. Közl.*, 54. Bd., Budapest.

FOETTERLE FR. (1871). Der mittlere und östliche Teil des zweiten Banal-Grenzregimentes zwischen der Petrinja, der Unna und der Save. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien.

FRANZENAU A. (1894). Fossile Foraminiferen von Markusevec aus der Umgebung Agrams. *Földt. Közl.*, 24. Bd. Budapest.

FRIEDL K. (1927). Über die jüngsten Erdölforschungen im Wiener Becken. *Petroleum.*

— (1931). Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. *Mitteil. d. Geol. Gesellsch. i. Wien*, 24. Bd.

— (1937). Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. *Mitteil. d. geol. Gesellsch. in Wien*, 29. Bd., S. 21—290.

FUCHS TH. (1870). Die Fauna der Congerienschichten von Radmanest im Banat. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, 20. Bd., Wien.

— (1870 b). Die Fauna der Congerienschichten von Tihany am Plattensee und Kup bei Pápa in Ungarn. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 20. Bd.

— (1870 c). Über ein neuartiges Vorkommen von Congerienschichten bei Gumpoldskirchen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 20. Bd., S. 128—130.

— (1874). Reisenotizen aus Italien. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien.

— (1875). Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 25. Bd.

— (1876). Über die Formenreihe Melanopsis impressa-Martiniana-Vindobonensis. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien.

— (1877). Die jüngeren Tertiärbildungen Griechenlands. *Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss.*, Math. Naturw. Kl., Wien, 37. Bd.

— (1877 b). Geologische Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens und des Ungarisch-Steirischen Tieflandes. *Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch.*, 29. Bd.

— (1902). Über eine neuartige Ausbildungsweise pontischer Ablagerungen in Niederösterreich. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien*, Math. naturw. Kl., 111. Bd.

GAÁL ST. (1912). Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der neogenen Bildungen des siebenbürgischen Beckens. *Koch Festschrift*, Budapest (ungarisch).

— (1912 b). Die Neogenablagerungen des Siebenbürger Beckens. *Centralblatt f. Min., Geol. und Pal.*

— (1938). Was ist «Pannon» und was ist «Pont»? (ungarisch). *Bányászati és Kohászati Lapok*, 71. Bd., S. 357—365, Budapest. Referat: BOGSCH im *Geologischen Zentralblatt*, 65. Bd., 1939.

GENTIL L. (1911). Sur les dépôts du détroit Sud-rifain. *C. R. Ac. Sc.*, 152. Bd., S. 293—296.

GERMAN JUSTIN. (1938). Cercetări geologice în colțul sud-west al depresiunii Transilvaniei. *Revista Muz. Geol. Mineral.*, vol. VII, Cluj.

GIGNOUX M. (1926). Géologie stratigraphique.

GILLET S. (1932). Essai de classification du miocène supérieur et du pliocène inférieur de Roumanie. Le Transilvanie et le Banat. *C. R. Ac. S.*, 195, Paris, S. 1402—1405.

— (1933). Essai de synchronisme du miocène supérieur et du pliocène dans l'Europe centrale et orientale. *Bull. d. l. Soc. géol. de Fr.*, 5 sér., 3. t. S. 327.

— (1933 b). Sur les termes de passage des couches sarmatiques aux couches dites pontiques dans le Banat Roumain. *C. R. Soc. geol. Fr.* S. 216.

Institutul Geologic al României

GILLET S. (1938). Les Limnocardiidés de quelques gisements du Sarmatien roumain. *Anuarul Inst. Geol. al României*, 19. Bd., Bukarest.

— (1938 b). Le Pontien saumâtre aux environs d'Athènes. *C. R. som. seances Soc. géol. de Fr.*, S. 44—46.

— (1938 c). Sur un gisement pontien á affinités croates: *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XVI. *Bucarest.*

— (1943). Les Limnocardiides des couches á congéries de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. al României*, vol. IV.

GORJANOVICI-KRAMBERGER K. (1890). Die präpontischen Bildungen des Agramer Gebirges. *Glasn hrvatskoga narav. druztva.* V, S. 151—164, Zagreb.

— (1897). Das Tertiär des Agramer Gebirges. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.*, 47. Bd.

— (1899). Fauna der unterpontischen Bildungen um Londjica in Slavonien. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 49. Bd.

— (1899 b). Fauna der oberpontischen Bildungen von Podgradje und Vizanovec in Kroatien. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 49. Bd.

— (1901). Über die Gattung Valenciennesia und einige unterpontische Limnaeen. *Beitr. zur Palaeont. Österreich-Ungarns und des Orients*, 13. Bd.

— (1902). Über Budmania Brus. und andere oberpontische Limnocardien Kroatiens. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. i. Wien*, Math. naturw. Kl., 111. Bd.

— (1908). Erläuterungen zur geol. Karte von Agram.

— (1923). Die Valenciennesiiden und einige andere Limnaeiden der Pontischen Stufe des unteren Pliozäns und ihre stratigraphische und genetische Bedeutung. *Glasnik hrv. Prirod. Druztva*, Zagreb.

— (1923 b). Über die Bedeutung der Valenciennesiiden in stratigraphischer und genetischer Hinsicht. *Palaeontologische Zeitschrift*, 5. Bd.

HALAVÁTS J. (1882). Über die geol. Verhältn. der Umgebung von Fehértemplom-Kubin. *Földt. Közl.*, 12. Bd., S. 143.

— (1883). Bericht über die im Jahre 1882 in der Umgebung v. Versecz durchgeführten geol. Aufnahmen. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anstalt* für 1882, Budapest.

— (1883 b). Die pontische Fauna von Langenfeld. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.*, 4. Bd., Budapest.

— (1884). Bericht über die Detailaufnahmen im Jahre 1883 in der Umgebung von Alibunár, Moravicza, Moriczföld und Kakova. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* für 1883. Budapest.

— (1886). Umgebungen von Versecz. *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte*, 1 : 144000, Budapest.

— (1887). Palaeontologische Daten zur Kenntnis d. Fauna d. süd-ungar. Neogenablagerungen. III. Die pontische Fauna von Kustély. IV. Die pontische Fauna von Nikolincz. V. Die pontische Fauna von Csukics. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, 8. Bd.

— (1892). Palaeontol. Daten zur Kenntnis d. Fauna d. südungar. Neogenablagerungen. VI. Királykegye. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, 10. Bd.

— (1893). Die Umgebungen von Lupák, Kölnik, Szócsán und Nagy-Zorlencz. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1891. Budapest.

— (1894). Die Szócsán-Tirnovaer Neogen-Bucht. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1892. Budapest.

— (1895). Die westl. Umgebung von Karánsebes. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1894.

— (1902). Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. *Resultate d. wissensch. Erforschung d. Balatonsees.*

Institutul Geologic al României

HALAVÁTS J. (1906). Der geol. Bau von Szerdahely-Koncza. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1906.

— (1908). Geologischer Bau von Vizakna. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1908.

— (1910). Der geol. Bau der Umgebung von Szelindek. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1910.

— (1911). Geologischer Bau der Umgebung von Bólya, Vurpod, Hermány und Szenterzsébet. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1911.

— (1911 b). Die neogenen Sedimente der Umgebung von Budapest. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, 17. Bd., Budapest.

— (1912). Geol. Aufbau der Umgebung von Nagy-Disznód und Nagytalmács. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1912.

— (1914). Geologischer Bau der Gegend von Ujegyháza, Olczmány und Oltszakadat. *Jahresber. d. kgl. geol. Anst.* f. 1913.

— (1925). Die oberpontische Molluskenfauna von Baltavár. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, 24. Bd.

HALAVÁTS J. und L. ROTH. (1910). Die Umgebung von Szászsebes. *Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte der Länder d. ung. Krone*, Budapest.

— (1911). Umgebung von Temeskutas und Oraviczabánya. *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone*, Budapest.

HALAVÁTS J. und FRANZ SCHAFARZIK. (1914). Resiczabánya, und Karánsebes. Geolog. Karte 1 : 75000, Budapest.

HALAVÁTS J. und Z. SCHRÉTER. (1916). Die Umgebung von Fehértemplom, Szászkabánya und Ómoldova. *Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone*, Budapest.

HANTKEN M. (1866). Die Tertiärgebilde der Gegend westlich von Ofen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, 16. Bd.

HAUER FRANZ. (1847). Über die bei der Bohrung des artesischen Brunnens im Bahnhofe der Wien-Raaber Eisenbahn in Wien durchfahrenen Tertiärschichten. *Wiener Zeitung*, 1846; *Haidinger Mitteilungen*, I, S. 201.

— (1860). Über die Verbreitung der Inzersdorfer- (Congerien-) Schichten in Österreich. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.*, 11. Bd.

HAUER FRANZ und G. STACHE. (1863). Geologie Siebenbürgens. Wien.

HEREPEY K. (1865). Geologiai és palaeontologiai megismertetése Erdély azon részének etc. (Geol. und pal. Beschreibung des Teiles Siebenbürgens etc.). *Magy. orv. és term. vizsg. Marosvásárhelyt tartott X. nagygyülés munkálatai*, Budapest.

— (1897). Geologische Beschreibung des Komitates Alsó-Fehér. (ungar.). *Monographie des Komitates Alsó-Fehér.*

HILBER V. (1883). Über die obersten sarmatischen Schichten des Steinbruches bei der Station Wiesen im Ödenburger Komitat. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, S. 28—30.

— (1894). Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafőld in Ungarn. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 44. Bd.

HOERNES M. (1847). Aceratherium incisivum vom Belvedere. *Haidinger Mitteilungen* II. Bd.

— (1851). Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. *Jahrbuch d. k. k. Geol. R.-A.*, Wien, II. Bd.

— (1856). Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. I. Band: Univalven. *Abhandl. d. k. k. geol. R.-A.*, III. Bd. Wien.

— (1870). Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. II. Bd. Bivalven. *Abhandl. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, IV. Bd.

Institutul Geologic al României

HOERNES R. (1874). Tertiärstudien: II. Die sarmatische Fauna von Jenikale an der Kertschstrasse; III. Die Valenciennesia-Schichten von Taman an der Kertschstrasse; IV. Die Fauna der eisenschüssigen Tone (Congerienschichten) an der Kertschstrasse; V. Die Valenciennesia-Mergel von Beocsin. *Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A.*, Wien, 24. Bd.

— (1875). Tertiärstudien: VI. Ein Beitrag zur Kenntnis der Neogenfauna von Süd-Steiermark und Croatien; VII. Valenciennesiaschichten aus dem Banat. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 25. Bd.

— (1878). Ein Beitrag zur Kenntnis der sarmatischen Ablagerungen von Wiesen im Ödenburger Komitat. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien.

— (1897.) Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Komitat. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 47. Bd.

— (1900). Die vorpontische Erosion. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss.*, Wien, 109. Bd., Abt. 1, S. 811.

— (1901). Congeria Oppenheimi und Hilberi, zwei neue Formen der Rhomboidea Gruppe aus den oberen pontischen Schichten von Königsgnad (Királykegye) nebst Bemerkungen über daselbst vorkommende Limnocardien und Valenciennesien. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss.*, Wien. Math. naturw. Kl. 110. Bd.

— (1903). Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien.

HOFMANN K. (1884). Bericht über die auf der rechten Seite der Donau zwischen Ó-Szöny und Piszke im Sommer 1883 ausgeführten geol. Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.*, 14. Bd. Budapest.

— (1870). A zsilvölgyi szénteknö. Magyarhoni Földtani Társulat munkálatai, 5. Bd., Budapest, deutscher Auszug: Das Kohlenbecken des Zsilytales. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 20. Bd.

HORUSITZKY FRANZ (1942). Geologische Studien aus dem südlichen Cserhát. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. über die Jahre* 1936—1938, II, Budapest.

HUOT I. J. N. (1842). Voyage géologique au Crimée et dans l'ile de Taman, in: DEMIDOFF, Voyage dans la Russie meridionale et la Crimée, II. Bd., S. 243—780.

ILYIN S. I. und EBERSIN A. G. (1933). An essay on the structure of the zone of tertiary deposits in south Abchasia. *Arbeiten des Inst. f. geol. und Petrolforschungen*, Ser. B, Nr. 38, Moskau.

JANOSCHEK R. (1930). Schichtfolge und Lagerung des Miozäns von Ritzing, Burgenland. *Anz. d. Akad. d. Wiss.*, Wien, math. naturw. Kl.

— (1932). Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. *Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien*, 24. Bd.

— (1942). Die bisherigen Ergebnisse der erdöl-geologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. *Öl und Kohle*, 38. Jahrg., S. 125—150.

JEKELIUS E. und ATANASIU J. (1924). Geologischer Bericht über die Erdgasdome von Bazna und Şamşud (rumänisch, Manuskript).

— (1925). Geologischer Bericht über den Erdgasdom von Şaroş (rumänisch, Manuskript).

— (1926). Vorläufiger geologischer Bericht über den Dom von Şărmăşel (rumänisch, Manuskript).

JEKELIUS E. et L. MRAZEC (1927). Apercu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie etc. *Guide des excursions de l'Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates 2-e réun.*, Bucarest, S. 5—22.

JEKELIUS E. (1927). Der geologische Bau des Erdgasdomes von Şărmăşel und des nördlich anschliessenden Gebietes bis Gherla. (Manuskript).

Institutul Geologic al României

JEKELIUS E. (1932). Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Braşov. *Mem. Inst. Geol. al României*, II. Bd., Bukarest.

— (1935). Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südost-Europas. Sonderabdruck aus dem *Anuar. Inst. Geol. al României*, 17. Bd., S. 265—307.

KADICS O. (1902). Die geol. Verhältnisse des auf dem rechten Bega-Ufer in der Umgebung von Bálincz, Facsét und Dubesty sich ausdehnenden Hügellandes. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1902. Budapest.

— (1903). Die geol. Verhältnisse des Hügellandes an der oberen Bega in der Umgebung von Facsét, Kostej und Kurtya. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1903. Budapest.

KADICS O. und KRETZOI. (1927). Vorläufiger Bericht über die Ausgrabungen in der Csákvárer Höhlung. *Barlangkutatás*, 14/15. Bd.

KAPOUNEK J. (1938). Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt (Burgenland). *Jahrbuch d. geol. Bundesanstalt*, 88. Bd., S. 49. Wien.

KARRER F. (1859). Der Eichkogel bei Mödling. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.*, 10. Bd. Wien, S. 25.

KARRER F. und SINZOV J. (1876). Über das Auftreten des Forminiferengenus Nubecularia im sarmatischen Sande von Kischenev. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch.* Math. naturw. Kl., 74. Bd., Wien.

KATZER F. (1921). Die fossilen Kohlen Bosniens und der Herzegowina, II. Bd., Sarajewo.

KAUTSKY F. (1937). Die Veneriden und Petricoliden des niederösterreichischen Miozäns. *Bohrtechniker Zeitung*, 55. Jahrg., Wien.

KITTL E. (1892). Die jungtertiären Säugetierfunde in der Mannersdorfer Ziegelei bei Angern. *Ann. d. k. k. Naturh. Hofmuseums*, VI. Wien.

KLEIN. (1846). Conchylien der Süsswasserkalkformation Württembergs. *Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg*, II.; 1852 (VIII. Jahrg.); 1853 (IX. Jahrg.).

KLEINPELL R. M. (1938). Miocene stratigraphy of California. *Publ. by the Amer. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, Oklahama.

KOCH A. (1867). Beocsin környékének földtani leirása. *Földtani Társulat Munkálatai*, III. Bd.

— (1871). Beitrag zur Kenntnis der geognostischen Beschaffenheit des Vrdnikgebirges in Ostslavonien. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 21. Bd.

— (1894). Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. I. Palaeogene Abteilung. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.*, 10. Bd,. Budapest.

— (1896). Geologie der Fruska Gora. *Math. naturw. Berichte aus Ungarn*. XIII. Bd., S. 45—127.

— (1900). Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Neogene Abteilung, Budapest.

— (1902). Neuere Beiträge zu den geo-palaeontolog. Verhältn. des Beociner Cementmergels. *Földt. Közl.*, 32. Bd., S. 311.

— (1903). Skizze des geol. Baues des Fruskagora-Gebirges. *Földt. Közl.*, 33. Bd., Budapest.

KÓKÁN J. (1873). Az árpádi kövület-gyüjtés eredményéről. *Földt. Közl.*, 3. Bd.

— (1874). Az árpádi lelhely két érdekes kövületéről. *Földt. Közl.*, 4. Bd.

KÖNIGSWALD G. H. R. (1939). Hipparion und die Grenze zwischen Miozän und Pliozän. *Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal.*, Abt. B., S. 236—245.

KOLESNIKOV V. (1935). Die sarmatischen Mollusken; Die Paläogeographie des östl. Teiles des sarmatischen Meeres. *Palaeontologie der U.R.S.S.*, Bd. 10. Teil 2. Akad, d. Wissensch. Leningrad., S. 5—507 (russisch mit deutschem Auszug).

Institutul Geologic al României

KRAUS ERNST. (1938). Baugeschichte und Erdölfrage im Tertiär Niederbayerns. *Abh. geol. Landesunters. am bayer. Oberbergamt*, H. 31—32, München.

KRAUSS FERD. (1852). Die Mollusken der Tertiärformation von Kirchberg. *Württemberg. naturw. Jahreshefte*, 8. Jahrg.

KREJCI K. und W. WENZ. (1931). Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia. *Zeitschrift d. d. geol. Gesellsch.*, 83. Bd.

KREJCI K. (1932). Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. *Geol. Rundschau*, 23. Bd.

KÜHN O. (1928). Das Alter des braunkohlenführenden Tertiärs von Bosnien, der Herzegowina und Dalmatiens. *Centralblatt f. Min., Geol. und Pal.*, Abt. B., S. 569—571.

KÜMEL FR. (1937). Aufnahmsbericht über Blatt Ödenburg. Tertiärer Anteil. *Verh. d. k. k. geol. Bundesanstalt.*

LASKAREV V. (1899). Über eine geol. Exkursion in der Umgebung von Belgrad. *Mem. Soc. Nat. Nouvelle Russie*, vol. 23, S. 139—145 (russisch).

— (1924). Sur les équivalents du sarmatien supérieur en Serbie. *Recueil de Travaux offert a M. Jovan Cvijic*, Beograd.

— (1936). Sur les restes du Mastodon angustidens Cuv. trouvés en Yougoslavie. *Glasnik de la Soc. Sc. de Skoplje*, 17. Bd.

LAZAR V. (1913). Aufnahmsbericht aus den Jahren 1911 und 1912 (ungar,). *Erdgasbericht* II. Budapest, Kgl. ung. Finanzministerium.

LENZ O. (1873). Beiträge zur Geologie der Fruska Gora in Syrmien. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, 23. Bd.

LE PLAY. (1842). Exploration des terrains carbonifères du Donetz, in: DEMIDOFF, Voyage dans la Russie meridionale et la Crimée, IV. Bd., S. 3—516.

LÓCZY L. (1882). Geologische Notizen aus dem nördl. Teil des Krassoer Komitates. *Földt. Közl.*, 12. Bd.

— (1916). Geologische Formationen der Balatongegend. *Resultate der wissensch. Erforschung des Balatonsees*. Budapest.

LÓCZY L. jun. (1939). Beiträge zur Ölgeologie des innerkarpathischen Beckensystems. *Petroleum*, S. 461—468.

— (1939). Direktionsbericht über das Jahr 1933. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst. über die Jahre* 1933—1935, I, Budapest, 1939.

— (1939 a). Direktionsbericht des Jahres 1935. *Jahresber. d. kgl. ung. Anst. über die Jahre* 1933—1935, I, Budapest, 1939.

— (1941). Kohlenwasserstoffmöglichkeiten des Alföldes. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst. über die Jahre* 1936—1938, I, Budapest, 1941.

LÖRENTHEY I. (1893). Bericht über die Resultate meiner geol. Exkursion im Sommer 1891. *Értesitő*, II, Természettud. Szak.

— (1894). Die pontische Fauna von Kurd im Komitate Tolna. *Földt. Közl.*, 24. Bd.

— (1894 b). Die oberen pontischen Sedimente und deren Fauna bei Szegzárd, Nagy Mányok und Árpád. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, 10. Bd.

— (1894 c). Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Komitates und Siebenbürgens. *Értesitő az erdélyi Muz. egylet orv. természettud. szakosztályából*, 18. Bd.

— (1894 d). Beiträge zur oberpontischen Fauna von Hidasd im Komitate Baranya. *Földt. Közl.*, 24. Bd.

— (1900). Foraminiferen der Pannonischen Stufe Ungarns. *Neues Jahrbuch f. Min.*, II. Bd., S. 99—107.

Institutul Geologic al României

LÖRENTHEY I. (1902). Pannonische Fauna von Budapest. *Palaeontographica*, 48. Bd.

— (1903). Ein klassischer Fundort der die sarmatischen und pannonischen Bildungen überbrückenden Schichten in Ungarn. *Földt. Közl.*, 33. Bd.

— (1906). Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. *Resultate der wissensch. Erforschung d. Balatonsees* (ungarisch; 1911 deutsch).

— (1906 b). Über die pannonischen und levantinischen Schichten von Budapest und deren Fauna. *Math. und Naturw. Berichte aus Ungarn*, 24. Bd.

— (1908). Über die pannonischen Schichten des Fehérpart bei Tihany. *Földt. Közl.*, 38. Bd.

— (1909). Beiträge zur Stratigraphie der pannonischen Bildungen Ungarns (als Erwiderung auf Vitális). *Földt. Közl.*, 39. Bd.

— (1912). Neuere Daten über die Geologie der tertiären Ablagerungen aus der Umgebung von Budapest. *Math. és természettud. Értesitö*, 30. Bd., Budapest (ungarisch).

MACAROVICI N. (1940). Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie meridionale. *Ann. sc. d. l'Université de Jassy*, 26. Bd., S. 177—404.

MALIK und NAFIZ. (1933). Vertébrés fossiles de Kücük Cekmece. *C. R. somm. Soc. Geol. Fr.*, S. 64—65.

MATEESCU ST. (1927). Date noui asupra structurii geologice a depresiunii Zalăului. *Revista Muz. geol. şi mineral. al Universităţii din Cluj*, II. Bd.

MATTHEW W. D. (1929). Critical observations upou Sivalik Mammals. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, 56. Bd.

MRAZEC L. et E. JEKELIUS. (1927). Apercu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie etc. *Guide des excursions de l'Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates 2-e réun.*, Bucarest, S. 5—22.

MOTTL M. (1939). Die mittelpliozäne Fauna von Gödöllö. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, 32. Bd., Budapest.

NEUMAYR M. und PAUL C. M. (1875). Die Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens und deren Fauna. *Abh. d. k. k. geol. R.-A.*, 7. Bd.

NEUMAYR M. (1879). Über den geologischen Bau der Insel Kos. *Denkschriften der math. naturw. Kl. der k. Akad. d. Wissensch.*, 40. Bd., Wien.

— (1880). Tertiäre Binnenconchylien aus Bosnien und Herzegowina. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, 30. Bd., Wien.

NOSZKY J. (1930). Die oligozän-miozänen Bildungen in dem NO-Teile des Ungarischen Mittelgebirges. *Annales Musei Nationalis Hungarici*, 27. Bd.

— (1941). Beiträge zum Aufbau des nördlichen und mittleren Cserhátgebietes. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst. über die Jahre* 1936—1938, I, Budapest.

PAPP A. (1939). Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wiesen. *Jahrb. d. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung*, 89. Bd., S. 315—355.

PAPP S. (1913). Daten über die geol. Verhältnisse des Gebietes zwischen der Mureş und Târnava Mare sowie der Gegend des Salzbrunnens von Agnita. *Erdgasbericht*, II. Bd., Budapest, Kgl. ung. Finanzministerium (ungarisch).

PAUCĂ M. (1935). Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bul. Soc. Rom. de Geol.*, II. Bd.

— (1935 b). Le bassin néogène de Beiuş. *Anuar. Inst. Geol. al României*, 17. Bd., Bukarest.

PAUL C. M. (1870). Beiträge zur Kenntnis der Congerienschichten Westslavoniens und deren Lignitführung. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, 20. Bd.

Institutul Geologic al României

PÁVAY VAJNA F. (1910). Die geol. Verhältnisse der Umgebung von Oláhlapád. *Földt. Közl.*, 40. Bd.

— (1913). Die tektonischen, stratigraphischen und morphologischen Verhältnisse zwischen Erzsébetváros, Héjjasfalu, Fogaras, Rukkor. *Erdgasbericht*, II. Bd., Budapest, Kgl. ung. Finanzministerium (ungarisch).

— (1913 b.) Über sarmatischen Dazittuff in der Umgebung von Nagyenyed, nebst einigen Bemerkungen zur Arbeit des Herrn St. Gaál. *Centralblatt f. Mineralogie* etc.

PAVLOVIĆ P. S. (1928). Les mollusques du Pontien inférieur des environs de Beograd. *Ann. Geol. Balk.*, 9. Bd., S. 1—74.

PAVLOW A. P. (1925). Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. *Mém. Soc. Amis. d. Sc. Nat. Sect. Géol.*, Liv. 5, Moskau.

PETHŐ J. (1885). Die Tertiärbildungen des Fehér-Körösтales zwischen dem Hegyes-Drócsa und Pless-Kodru Gebirge. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1885. Budapest.

— (1886). Die geol. Verhältnisse der Umgebungen von Boros-Jenö, Apatelek, Buttyin und Beél im Fehér-Körös Tal. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1886. Budapest.

— (1887). Geologische Studien in den nördl. Ausläufern des Hegyes-Drocsa Gebirges, an dem linken Ufer der Weissen Körös. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1887. Budapest.

— (1888). Ergänzungs-Aufnahmen in den rechts- und linksufrigen Teilen des Fehér-Körös Tales. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1888. Budapest.

— (1893). Das östl. Zusammentreffen des Kodru-Moma und Hegyes-Drócsa Gebirges im Komitate Arad. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1893. Budapest.

PETRASCHEK W. (1925). Die Kohlenlager im inneralpinen Wiener Becken. *Berg- und hüttenmannisches Jahrbuch.*, 73. Bd.

PETRESCU P. (1938). Les eaux salées des gisements de pétrole de Roumanie. *Moniteur du Petrole Roumaine*, Bukarest.

PFANNENSTIEL M. (1931). Die Fauna der Kirchberger Schichten bei Lohn am Randen. *Akad. d. Wissensch. Math. Nat. Kl.*

PHLEPS O. (1906). Geologische Beobachtungen über die im Becken Siebenbürgens beobachteten Vorkommen von Naturgasen mit besonderer Berücksichtigung der Möglichkeit des damit in Beziehung stehenden Petroleumvorkommens, Kronstadt.

PILAR G. (1877). Über die geol. Verhältnisse der Gegend von Radoboj in Kroatien. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien.

POMEL A. (1858). Sur le système de montagues du Mermoucha et sur le terrain sahélien. *C. R. Ac. Sc.*, 47. Bd., S. 852—855.

REUSS A. E. (1847). Die Polyparien des Wiener Beckens. *Haidinger Mitteil.*, II. Bd., Wien.

— (1868). Palaeontologische Beiträge. VI. Über ein neues Vorkommen der Congerienschichten in Siebenbürgen. VII Neue Fundorte von Valenciennesia annulata. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch.* Math. naturw. Kl., 57. Bd., S. 85—101.

RICHARZ ST. (1921). Der Eichkogel bei Mödling und seine nähere Umgebung. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 71. Bd.

ROTH L. von Telegd. (1879). Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster Bergzuges und des südl. Teiles des Leitha-Gebirges. *Földtani Közl.*, 9. Bd., S. 144.

— (1881). Beitrag zur Kenntnis der Fauna der neogenen Süsswasserablagerung im Széklerland. *Földt. Közl.*, 11. Bd.

— (1884). Umgebungen von Kismárton (Eisenstadt) *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone* 1 : 144000.

— (1897). Die Randzone des siebenbürgischen Erzgebirges in der Gegend von Várfalva, Toroczkó und Hidas. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1897. Budapest.

Institutul Geologic al României

ROTH L. (1898). Der NO-Rand des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Vidaly, Nagy-Oklos, Oláh-Rákos und Örményes. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1898. Budapest.

— (1902). Der Ostrand des siebenbürgischen Erzgebirges bei Csáklya und das längs dem Marosfluss östl. anschliessende Gebiet. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1902. Budapest.

— (1905). Umgebungen von Kismárton. Erläuterungen zur geol. *Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone*, 1 : 75000. *Kgl. ung. geol. Anst.*, Budapest.

— (1907). Geologischer Bau des siebenbürgischen Beckens in der Umgebung von Zsidve, Felsőbajom und Aszonyfalva. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1907. Budapest.

— (1912). Geologischer Bau des siebenbürgischen Beckens in der Umgebung von Segesvár etc. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1912. Budapest.

ROTH K. von Telegd. (1909). Kőhalom környékenek geologiai viszonyai, Budapest (Dissertation, ungarisch).

— (1911). Die geol. Verhältnisse der Umgebung von Kőhalom. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1908*, Budapest.

— (1934). Die asphaltige Lignitbildung zwischen Derna und Bodonos. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1917-24. Budapest.

RZEHAK A. (1908). Oncophora-Schichten bei Brünn. *Verh. d. k. k. Geol. R.-A.*, Wien, S. 336

— (1922). Das mährische Tertiär. *Knihovna des geol. Inst. der Tschechoslovakischen Republik*, 3. Bd., Prag.

SANDBERGER FRIDOLIN. (1870—75). Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, Wiesbaden.

— (1883). Die Kirchberger Schichten in Österreich. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien.

SCHAFARZIK FRANZ. (1900). Die geol. Verhältnisse der westl. Ausläufer der Pojana Ruszka. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1900, Budapest.

— (1903). Über das Profil des III. Hauptsammelkanals in Budapest. *Földt. Közl.*, 33. Bd., Budapest.

— (1905). Über die geol. Verhältnisse des SW-lichen Pojana-Ruszka Gebirges im Komitate Krassó-Szörény. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1905, Budapest.

SCHAFFER FRANZ X. (1902). Die alten Flussterrassen im Gemeindegebiet der Stadt. Wien.

— (1904—06). Geologie von Wien I—III.

SCHLESINGER G. (1913). Ein neuerlicher Fund von Elephas planifrons Falc. in Niederösterreich. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* 63. Bd., Wien.

— (1921). Die Mastodonten des Naturhistorischen Staatsmuseums. *Denkschriften des Naturh. Staatsmuseums*, I. Bd., Wien.

— (1922). Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. *Geologica Hungarica*, II. Bd., Budapest.

SCHLOSSER M. (1907). Über Säugetiere und Süsswassergastropoden aus Pliozänablagerungen Spaniens und über die natürliche Grenze von Miozän und Pliozän *Neues Jahrbuch f. Mineralogie*, II.

— (1907 b). Die Land- und Süsswassergastropoden vom Eichkogel bei Mödling. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 57. Bd.

SCHMIDT A. (1893). Die geol. Verhältnisse von Cinkota. *Földt. Közl.*, 23. Bd., Budapest.

SCHMIDT E. R. (1939). Die Rumpfungarischen Schurftiefbohrungen des Ärars nach Kohlenwasserstoffen. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, 34. Bd., Budapest.

SCHRÉTER Z. (1908). Bericht über die im Neogengebiet von Orsova und Mehadia-Kornya vorgenommenen geologischen Untersuchungen. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1908, Budapest.

Institutul Geologic al României

SCHRÉTER Z. (1909). Bericht über die geol. Untersuchungen auf dem Gebiet der Krassó-Szörényer Neogenbucht. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1909, Budapest.

— (1912). Die stratigraphische Stellung d. sarmatischen Schichten Ungarns. *Koch-Festschrift.*, Budapest (ungarisch).

— (1916). Die geol. Resultate des Bohrloches von Balatonföldvár, in: LÓCZY, Die geol. Formationen der Balatongegend, S. 340, Budapest.

— (1934). Beiträge zur Geologie des Borsod-Heveser Bükk.-Gebirges und des neogenen Hügellandes seiner Umgebung. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1917—1924*, Budapest.

— (1939). Geologische Verhältnisse der SÖ-lichen Seite des Bükk-Gebirges. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst. über die Jahre* 1933—1935, II, Budapest, 1939.

— (1940). Geologische Ergebnisse der ärarischen Bohrungen Nr. I. und II. von Debrecen. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst. über die Jahre 1933—1935*, III, Budapest, 1940.

SIMIONESCU I. und I. Z. BARBU. (1940). La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. al Romaniei*, III. Bd., Bukarest.

SINZOV J. (1877). Beschreibung neuer wenig bekannter Mollusken aus den Tertiärbildungen Neurusslands. III. Jungpliozäne und miozäne Formation (russisch). *Mém. de la Soc. des Nat. de la Nouv. Russie*, 5. Bd., Odessa.

— (1883). Geologische Untersuchung Bessarabiens und der angrenzenden Teile des Gouvernements Cherson. *Material. zur Geol. Russlands. K. Mineral. Gesellsch. Petersburg*, 11 Bd. (russisch).

— (1895). Bemerkungen über die neueren Pliozänablagerungen Südrusslands. *Mem. Soc. Nat. Nouvelle Russie*, 20 Bd. (russisch).

— (1897). Über die palaeontologischen Beziehungen des Neurussischen Neogen zu den gleichen Schichten Österreich-Ungarns und Rumäniens. *Mém. de la Soc. d. Nat. d. la Nouvelle Russie*, 21. Bd.

— (1897 b). Beschreibung einiger Arten neogener Versteinerungen, welche in den Gouvernements Cherson und Bessarabien aufgefunden wurden (russisch). *Mém. de la Soc. d. Nat. d. la Nouv. Russie*, 21. Bd.

— (1900). Geologische und palaeontologische Beobachtungen in Südrussland. *Denkschriften d. k. Neurussischen Universität in Odessa* (russisch).

SOKOLOW N. (1902). Der Mius-Liman und die Entstehungszeit der Limane Süd-Russlands *Verh. d. K. Russ. Mineralog. Gesellsch.* Petersburg. Bd. 40.

SOMMERMEIER L. (1930). Tchechoslowakei in: Das Erdöl., II. Bd.

— (1937). Die stratigraphischen und tektonischen Grundlagen der Erdöllagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei. *Loebener Bergmannstag*, 1937, ferner in: *Petroleum*, 34. Jahrg., Nr. 5.

— (1940). Die erdölhöffigen Gebiete in Jugoslavien. *Öl und Kohle*, S. 406.

SOÓS L. (1934). Az öcsi felsö-pontusi mollusca-fauna. The upper pontic molluscan fauna of Öcs. *Állattani közlemények*. 31. Bd. Budapest.

SPALEK. (1937). Die stratigraphische Stellung der Cerithien- und Congerienschichten des Wiener Beckens. *Sbor. Klubu prirod. v. Brne*, 19. Bd., Brünn.

STCHEPINSKY V. (1938). Contribution à l'étude du Sahélien de Tunisie. *Mém. Soc. Géol. Fr. Nouv.* sér. 16. Fasc. 2—3, mém. Nr. 37, Paris.

STEFANESCU SABBA. (1896). Études sur les Terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatique, pontique et levantine. *Mém. de la Soc. géol. de Fr. Paléontologie*, t. VI., Mém. Nr. 15, Paris.

STINY F. (1924). Neue Fundorte tertiärer Mollusken in der Umgebung von Feldbach (Steiermark). *Jahrbuch d. geol. Bundesanstalt*, Wien, 74. Bd., S. 75—96.

Institutul Geologic al României

STIRTON R. A. (1933). A critical review of the Mint Canyon mammalian fauna and its correlative significance. *Amer. Journ. Science*, 26.

STOLLEY E. (1938). Über das Morsumer Kliff auf Sylt und die Hipparion Frage. *Centralblatt f. Mineral*, etc. Abt. B., S. 191—207.

STRAUSZ J. (1942). Das Pannon des mittleren Westungarns. *Annales Hist.-Nat. Musei Nationalis Hungarici*. Pars Min. Geol. Pal. 35. Bd. Budapest.

STROMER E. (1937). Der Nachweis fossilführenden untersten Pliozäns in München nebst Ausführungen über die Abgrenzung der Pliozänstufe. *Abh. d. bayer. Akad. Wissensch. math. naturw. Abt.*, N. F. 42, München.

STUR D. (1862). Die neogentertiären Ablagerungen von Westslavonien. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, 12. Bd., S. 285.

SUESS ED. (1860—61). Faune du bassin néo-tertiaire de Vienne. *Bull. Soc. géol. de Fr.*, 18. Bd., S. 168—175.

— (1860). Über die Wohnsitze der Brachiopoden. *Sitzungsber. d. k. Akad. der Wissensch. Wien*. Math. naturw. Kl. 39. Bd., S. 158—166.

— (1862). Der Boden der Stadt Wien. 1862. Wien.

— (1863). Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien. *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss.*, Wien, 47, S. 306—331.

— (1866). Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen etc. II. Über die Bedeutung d. sog. brackischen Stufe oder der Cerithienschichten. *Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch.*, 53. und 54. Bd., Wien.

SÜMEGHY J. (1923). Über die stratigraphische Lage des Fossilfundortes von Baltavár. *Földt. Közl.*, 53. Bd., S. 120—126.

— (1927) Pannonische Faunen aus dem Alföld. *Földt. Közl.*, 57. Bd.

— (1939). Zusammenfassender Bericht über die pannonischen Ablagerungen des Györer-Beckens, Transdanubiens und des Alfoldes. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.*, 32. Bd., Budapest.

SZADECZKY I. (1930). Munţii ascunşi în Transilvania de est. *D. d. S. ale şed. Inst. Geol. al României*, 15. Bd., Bukarest.

SZADECZKY-KARDOSS E. (1938). Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene, *Mitteil. d. Berg- und Hüttenm. Abt. d. Universität Ödenburg*, 10. Bd.

SZENTES FRANZ (1941). Bericht über die geol. Detailaufnahmen in der weiteren Umgebung v. Aszod. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst. über die Jahre* 1936—1938, I, Budapest.

SZONTAGH TH. (1891). Geologische Studien am rechten Ufer des Marosflusses bei Tótvárad-Govosdia (Kom. Arad), wie an der linken Seite der Maros in der Umgebung von Batta-Balotincz-Dorog-Zabalcz (Kom. Krassó-Szörény und Temes). *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1891 Budapest.

— (1897). Die geol. Verhältnisse der Gemeinden Miklós-Lazur, Nyárlő, Almamező, Harangmező und Magyar-Gyepes im Komitate Bihar. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst.* f. 1897 Budapest.

TAEGER H. (1908). Die geol. Verhältnisse des Vértesgebirges. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.*, 17. Bd., Budapest.

TAUBER A. F. (1939). Studien im Sarmat und Pannon des Küniglberg-Gloriettebergzuges in Wien. *Verh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung*, S. 161—183.

TEISSEYRE W. (1907). Beiträge zur neogenen Molluskenfauna Rumäniens. *Anuar. Inst. Geol. al României*, I. Bd.

— (1909). Über die mäotische, pontische und dazische Stufe in den Subkarpathen der östl. Muntenia. *Anuar. Inst. Geol. al României*, II Bd.

Institutul Geologic al României

TELLER F. (1899). Erläuterungen zur geol. Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der österreichischen Monarchie. SW-Gruppe, Nr. 85, Pragerhof-Wind.-Feistritz, Wien.

TOBIEN. (1938). Über Hipparionreste aus der obermiozänen Süsswassermolasse Südwestdeutschlands. *Zeitschrift d. d. Geol. Gesellsch.*, 90. Bd., S. 177—192.

TÖRÖK Z. (1939). Geomorphologische Studien in der Umgebung von Schässburg. *Erdély Muzeum*, 44. Bd., Cluj (ungarisch mit deutschem Auszug).

TOULA FR. (1875). Aufschlüsse in den Schichten mit Congeria spathulata (Congerienstufe) und Cardium plicatum (sarmatische Stufe) am Westabhange des Eichkogels zwischen Mödling und Gumpoldskirchen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 25. Bd., S. 1—7.

TROLL O. (1907). Die pontischen Ablagerungen von Leobersdorf und ihre Fauna. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 57. Bd., S. 33—90.

VACEK M. (1900). Über einige Säugetierreste vom Eichkogel bei Mödling. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien.

— (1900 b). Über Säugetierreste der Pikermifauna vom Eichkogel bei Mödling. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 50. Bd.

VANCEA A. (1929). Observaţiuni geologice în regiunea de sud-west a Câmpiei Ardelene, Sibiu.

— (1938). Contribution à l'étude géologique de la formation à gaz de la cuvette Transylvaine. *Anuar. Inst. Geol. al României*, 19. Bd., S. 293—321.

— (1942). Geologische Untersuchungen im west-südwestlichen Gebiete des Siebenbürgischen Beckens. *Bul. Soc. Rom. de Geologie* (Zeitschr. d. rum. geol. Gesellsch.), 5. Bd., Bukarest.

VENDL M. (1930). Geologie der Umgebung von Sopron (Ödenburg). *Erdészeti Kisérletek.* (Forstliche Versuche) 32. Bd., S. 157—236; 355—437.

— (1933). Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron. *Mitt. d. berg- und hüttenm. Abt. a. d. kgl. ung. Hochschule f. Berg- und Forstwesen*, Sopron (Ödenburg) 5. Bd., S. 1—22.

VIGH. GY. (1939). Geologische Beobachtungen am Rande des Alföldes zwischen dem Zagyva-Fluss und dem Hidegvölgy von Bakta. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst. über die Jahre* 1933—1935. II, Budapest, 1939.

VITÁLIS I. (1908). Die pliozäne Schichtenreihe des Fehérpart bei Tihany und deren Fauna. *Földt. Közl.*, 38. Bd.

— (1909). Bemerkungen zur Mitteilung des Herrn Dr. I. LÖRENTHEY: Über die pannonischen Schichten des Fehérpart bei Tihany. *Földt. Közl.*, 39. Budapest.

— (1911). Adatok a Balatonvidéki pliocén- és pleistocénkoru képzödmények stratigrafiájához (ungarisch). *Földt. Közl.*, 41. Bd.

— (1912). A Peremartoni Somlódomb pliocénkoru rétegsora és faunája (ungarisch). *Földt. Közl.*, 42. Bd.

— (1913). Daten zum geol. Bau des südöstl. Teiles des siebenbürgischen Beckens (ungarisch). *Erdgasbericht*, II. Bd., Kgl. ung. Finanzministerium, Budapest.

— (1942). Welche Bezeichnung ist zu gebrauchen: » pontisch « oder » pannonisch «. *Mitteil. d. berg- und hüttenmännischen Abt. d. Universität. z. Sopron (Ödenburg)*. 13. Bd. (1941).

WACHNER H. (1911). Beiträge zur Geologie der Umgebung von Segesvár. *Földt. Közl.*, 41. Bd.

WENJUKOV P. N. (1901). Eine unterpliozäne Säugetierfauna in den Sanden des südlichen Bessarabien. *Verh. d. k. Mineralog. Gesellsch. zu St. Petersburg*, 39. Bd.

Institutul Geologic al României

WENZ W. (1921). Zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf. I.—II. *Senckenbergiana*, III. Bd.

— (1927). Weitere Beiträge zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf. *Senckenbergiana*, 9. Bd.

— (1928). Zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf und vom Eichkogel bei Mödling. *Senckenbergiana*, 10. Bd.

— (1931). Süsswassermollusken aus den Mediterranablagerungen des Mecsekgebirges. *Archiv für Molluskenkunde*, 63. Bd.

WENZ W. und AEM. EDLAUER. (1942). Die Molluskenfauna der oberpontischen Süsswassermergel vom Eichkogel bei Mödling. *Archiv für Molluskenkunde*, 74. Bd.

WINKLER A. (1913). Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 63. Bd.

— (1913 b). Untersuchungen zur Geologie und Palaeontologie des steirischen Tertiärs. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 63. Bd.

— (1921). Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 71. Bd.

— (1927). Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. *Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt*, Wien, 77. Bd., S. 393—456.

— (1927 b). Führer zur geol. Exkursion in das südl. Wiener Becken. *Mitt. der Geol. Gesellsch.*, Wien.

— (1928). Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. *Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.*

— (1938). Geologisch-morphologische Beobachtungen in Südwestungarn. *Zentralblatt f. Mineralogie*, S. 5.

ZALÁNBI. (1940). Biosoziologische Zusammenhänge im Neogenbecken der Grossen Ungarischen Tiefebene. *Jahresber. d. kgl. ung. Geol. Anst. über die Jahre* 1933—1935. IV, Budapest, 1940.

ZWERGER R. (1940). Die erdölgeologischen Untersuchungen in Westungarn (Transdanubien) und die Erschliessung des Ölfeldes von Lispe. *Öl und Kohle*, S. 427.

Institutul Geologic al României

CARTES MAGNÉTIQUES DE LA TRANSYLVANIE

PAR

G. ATANASIU

INTRODUCTION

Dans une série de publications antérieures (1, 2) [1]) j'ai donné les résultats des mesures magnétiques absolues effectuées en Transylvanie durant les années 1936, 1937 et 1938. Ces mesures se rapportent à la détermination de la déclinaison (*D*) et de la composante horizontale (*H*) pour 33 stations dont quelques-unes ont été visitées plusieurs fois à des dates différentes.

Durant l'été 1941, j'ai fait des mesures dans 9 stations, dont 6 sont des stations anciennes et 3 nouvelles; mesures ayant pour but la réduction de toutes les mesures à la même date. Enfin, en juillet 1942, j'ai encore déterminé *D* et *H* dans 7 stations, dont 6 nouvelles.

En tout, le matériel servant à ce travail se rapporte à 42 stations, situées en majorité dans le centre de la Transylvanie. Les stations étudiées sont les suivantes:

En 1936: Cluj-Observatoire (3 fois), Cluj-Amélioration des Plantes, Feleac (seulement *D*), Sărmășel, Moci, Ciucea, Stana, Bistra, Lunca-Arieșului et Turda.

En 1937: Cluj-Observatoire (4 fois), Cluj-Amélioration des Plantes (2 fois), Alba-Iulia, Blaj, Mediaș, Sighișoara, Tg.-Mureș, Iernut, Luduș, Bonțida, Dej, Gherla et Gilău.

En 1938: Sân-Mihai, Dicio-Sân-Martin, Bălăușeri, Praid, Odorhe, Cristurul-Secuesc, Dumbrăveni, Sighișoara II, Agnita et Sibiu.

En 1941: Alba-Iulia, Turda, Sărmășel, Sărmaș, Războieni, Mediaș, Sighișoara II et Apold.

En 1942: Alba-Iulia, Sebeș-Alba, Orlat, Șeica-Mare, Avrig, Arpașul-de-Jos et Făgăraș.

[1]) Voir aussi les notes: *C. R. Acad. Sc. Roumanie*, t. I, p. 391, 1937; t. II, p. 610, 1938 et t. III, p. 403, 1939.

Institutul Geologic al României

TABLEAU I

Nr.	STATION	φ	L Est de Gr.
1	Cluj-Observatoire	46° 45′ 13″	23° 35′ 30″
2	Cluj-Amél. Plantes	46 45 38	23 32 43
3	Feleac	46 43 30	23 36 28
4	Sărmăşel	46 47 25	24 12 27
5	Moci	46 48 0	24 3 9
6	Ciucea	46 57 20	22 49 24
7	Stana	46 52 54	23 8 41
8	Bistra	46 23 0	23 6 21
9	Lunca-Arieşului	46 26 44	23 28 10
10	Turda	46 35 6	23 45 20
11	Alba-Iulia	46 4 17	23 33 49
12	Blaj	46 10 50	23 53 55
13	Mediaş	46 9 16	24 21 51
14	Sighişoara	46 12 48	24 48 9
15	Tg.-Mureş	46 33 8	24 35 17
16	Iernut	46 26 22	24 13 21
17	Luduş	46 29 21	24 5 25
18	Bonţida	46 55 25	23 46 50
19	Dej	47 8 47	23 51 22
20	Gherla	47 1 26	23 55 30
21	Gilău	46 44 47	23 25 9
22	Sân-Mihai	46 54 0	24 21 33
23	Sărmaş	46 46 0	24 10 25
24	Aiud	46 19 0	23 42 36
25	Dicio-Sân-Martin	46 20 16	24 17 49
26	Bălăuşeri	46 24 10	24 42 9
27	Praid	46 33 36	25 7 24
28	Odorhei	46 17 50	25 17 55
29	Cristurul-Secuesc I	46 18 0	25 2 35
»	» » II	46 17 24	25 2 58
30	Dumbrăveni	46 12 44	24 34 26
31	Sighişoara II	46 12 48	24 48 18
32	Agnita	45 58 24	24 37 44
33	Sibiu	45 47 10	24 7 43
34	Teiuş	46 12 25	23 42 9
35	Războieni	46 24 42	23 53 39
36	Apold	46 7 47	24 49 48
37	Sebeş-Alba	45 57 2	23 35 25
38	Orlat	45 45 55	23 58 4
39	Şeica-Mare	46 0 41	24 8 49
40	Avrig	45 43 19	24 21 39
41	Arpaşul-de-Jos	45 46 46	24 36 44
42	Făgăraş	45 50 55	24 59 43

Institutul Geologic al României

Par les mesures de 1941 les réseaux de 1936, 1937 et 1938 peuvent être réduits à la même date, car on a remesuré, comme on le voit, deux stations de chaque réseau annuel: Sărmășel et Turda de 1936, Alba-Iulia et Mediaș de 1937, Sărmaș et Sighișoara de 1938.

Dans le tableau I (ci-contre) sont portées les coordonnées géographiques de toutes les stations étudiées. Ces coordonnées sont données

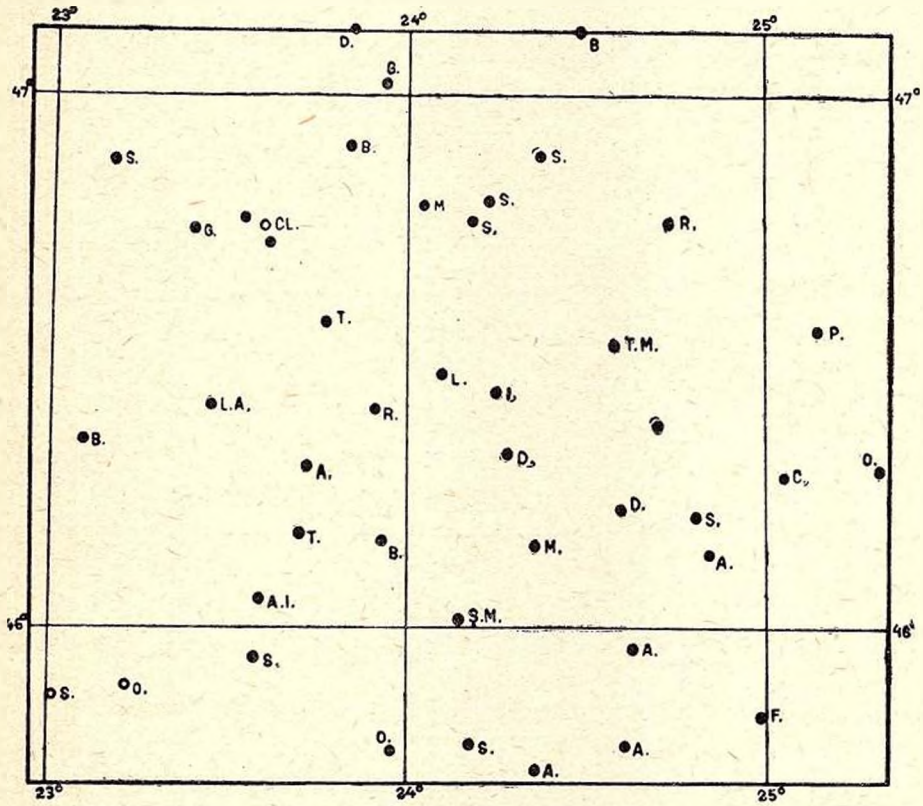


Fig. 1. — Groupement des stations étudiées.

avec l'approximation que comporte un pointage sur les cartes utilisées. Le dernier chiffre exprimant les secondes (celui des unités) doit être regardé comme douteux.

Comme on le voit, la majorité de ces stations sont comprises entre les parallèles 45° 30′ et 47° de latitude N et les méridiens 23° et 25° E de Greenwich. Elles présentent une répartition à peu près uniforme dans cet espace, avec une densité moyenne de 16 stations par degré de surface (8.300 km^2). Les figures 1 et 2 montrent d'une façon plus concrète le groupement de ces stations et leur situation en Roumanie.

Institutul Geologic al României

En ce qui concerne les mesures faites par d'autres auteurs en Transylvanie je rappelle (1, 2) que les stations Cluj, Târgu-Mureș, Sibiu, Alba-Iulia et Sighișoara font partie des anciens réseaux magnétiques de Kreil (1848) et de Kurländer (1894), tandis que Sibiu, Tg.-Mureș et Cluj ont été étudiées aussi par SCHENTZL en 1864.

Enfin, plus récemment, des mesures ont été faites dans les stations Alba-Iulia, Cluj, Dej, Odorhei, Sibiu, Sighișoara, Turda et Făgăraș par ȘT. PRO-

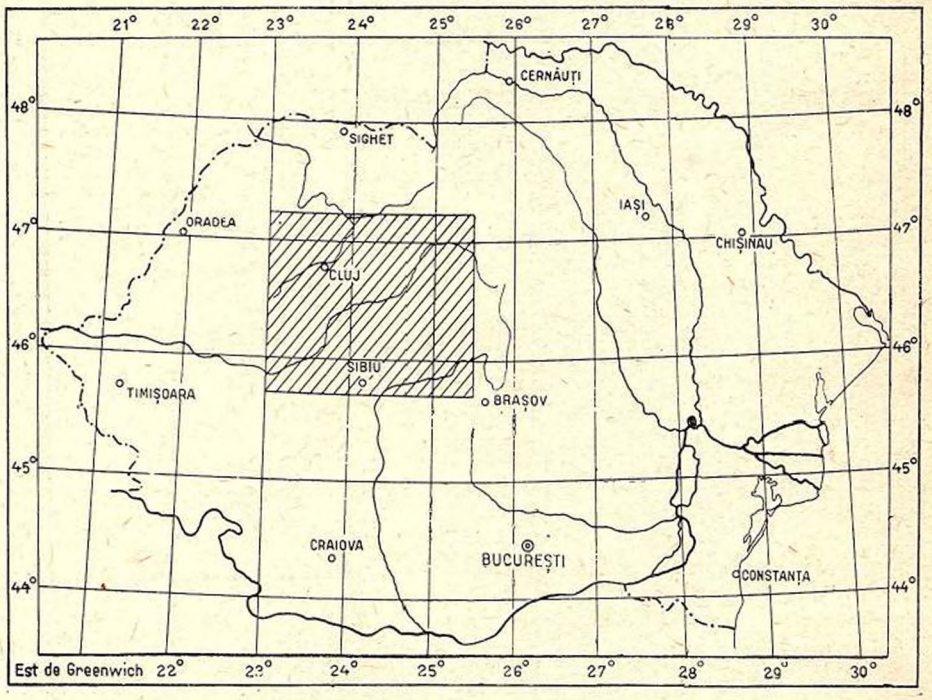


Fig. 2. — Situation des stations étudiées, en Roumanie.

COPIU entre 1936 et 1939 (4). Dans le même travail de M. PROCOPIU, on trouve des mesures pour les stations Reghin, Bistrița et Zalău, qui n'ont pas étés visitées par nous, mais qui se trouvent dans la région qui fait l'objet de ce travail, ou dans le voisinage de cette région, et peuvent donc servir à compléter le réseau.

Dans ce qui suit, je donnerai d'abord les mesures faites en 1941 et 1942, non encore publiées, ensuite les corrections de variation diurne et de variation séculaire de la déclinaison pour toutes les mesures faites entre 1936 et 1941. Suivent les valeurs de la composante horizontale. Enfin, les cartes pour D et pour H, et les conclusions générales qui s'en dégagent.

Institutul Geologic al României

MESURES DE 1941 ET 1942

Le tableau qui suit (tableau II) donne les valeurs de D et de H pour les stations visitées en 1941 et 1942; ces valeurs n'ont subi encore aucune correction.

TABLEAU II

No.	Station	Date	Heure Gr pour D	D	Heure Gr pour H	H γ
11	Alba-Iulia	23.VIII.1941	$6^h\ 53^m$	40'89 E	$7^h\ 42^m$	21842
34	Teiuş	23 » »	16 0	31,59 »	—	—
10	Turda	24 » »	15 18	16,98 »	—	—
4	Sărmăşel	26 » »	5 31	38,80 »	6 51	21211
23	Sărmaş	26 » »	13 57	47,89 »	15 23	21241
35	Războieni	27 » »	14 32	38,15 »	15 11	21352
13	Mediaş	28 » »	14 40	13,84 »	15 26	21707
31	Sighişoara II	30 » »	6 24	4,24 »	7 8	21587
36	Apold	31 » »	7 11	16,70 »	7 40	21787
11	Alba-Iulia	11.VII. 1942	6 23	43,39 »	7 5	21877
37	Sebeş-Alba	12 » »	6 40 8 20	33,45 » 29,51 »	6 12	21872
38	Orlat	15 » »	6 25	43,08 »	7 21	22040
39	Şeica-Mare	16 » »	6 35	30,40 »	7 15	21910
40	Avrig	17 » »	7 20	24,68 »	7 49	21992
41	Arpaşul-de-Jos . . .	18 » »	6 10	33, 0 »	6 55	21976
42	Făgăraş	20 » »	5 56	46,15 »	6 33	21860

CORRECTION DIURNE DE LA DÉCLINAISON

La correction diurne, pour toutes les mesures effectuées entre 1936 et 1942, a été appliquée de la même manière que pour les cartes magnétiques de la Bucovine (3); c'est-à-dire que je me suis servi du Bulletin magnétique de la station Stara-Ďala (O Gyalla), pour 1936, et j'ai rapporté les variations diurnes, enregistrées à Stara-Ďala, à une heure locale, correspondant au méridien qui traverse notre région à peu près par son milieu. J'ai choisi le méridien de 24° E de Greenwich auquel correspond une heure locale Gr. $+ 1^h\ 36^m$.

Pour faire la correction horaire, on ajoute donc $1^h\ 36^m$ à l'heure Greenwich de la mesure pour obtenir l'heure locale qui, étant rapporté ensuite sur la courbe de variation diurne, nous donne la correction cherchée.

Les valeurs, ainsi corrigées, se trouvent portées dans le tableau III.

Institutul Geologic al României

TABLEAU III [1])

No.	Station	Date	Heure locale Gr + 1h 36m	Correction	D_o	D_c
1	Cluj-Observat. . . .	15.VII. 1936	9h 6m	+ 4′,1	6′,07 W	10′,17 W
»	» » . . .	16 » »	8 23	+ 4,9	3,02 W	7,92 W
»	» » . . .	17 » »	7 59	+ 5,2	3,48 W	8,68 W
»	» » . . .	25.VI. 1937	8 9	+ 5,1	5,22 W	10,32 W
»	» » . . .	5.VII. 1937	8 13	+ 5,0	*) 2,97 W	7,97 W
»	» » . . .	6 » »	7 46	+ 5,2	3,20 W	8,40 W
»	» » . . .	8 » »	7 34	+ 5,2	3,19 W	8,39 W
2	Cluj-Amél. Plant. . .	21.VII.1936	8 36	+ 4,7	1,88 W	6,58 W
»	» » » . .	9.VII. 1937	7 55	+ 5,2	4,09 W	9,29 W
»	» » » . .	10 » »	7 22	+ 5,1	4,57 W	9,67 W
3	Feleac	18.VII. 1936	9 14	+ 4,0	7,38 W	11,38 W
4	Sărmăşel	24 » »	10 18	— 1,2	6,27 E	5,07 E
»	»	26.VIII.1941	7 7	— 5,0	38,80 E	33,80 E
5	Moci	25.VII. 1936	7 18	— 5,1	22,57 E	17,47 E
6	Ciucea	28 » »	8 38	+ 4,6	11,07 W	15,67 W
7	Stana	29 » »	8 51	+ 4,3	33,45 W	37,75 W
8	Bistra	3.VIII.1936	16 41	— 2,6	49,38 W	46,78 W
9	Lunca-Arieş	5 » »	8 19	+ 5,0	12,47 W	17,47 W
10	Turda	8 » »	9 33	+ 3,6	30,03 W	33,63 W
»	»	24.VIII.1941	16 54	+ 2,3	16,98 E	19,28 E
11	Alba-Iulia	16.VII. 1937	7 56	— 5,2	15,52 E	10,32 E
»	»	23.VII. 1941	8 29	— 4,7	40,89 E	36,19 E
»	»	11.VII. 1942	7 59	— 5,2	43,39 E	38,19 E
12	Blaj	17.VII. 1937	8 9	— 5,1	*) 9,96 E	4,86 E
13	Mediaş	18.VII. 1937	7 54	+ 5,2	11,09 W	16,29 W
»	»	28.VIII.1941	16 16	+ 3,2	13,84 E	17,04 E
14	Sighişoara I	19.VII.1937	7 53	+ 5,2	25,55 W	30,75 W
15	Tg.-Mureş	21.VII. 1937	7 40	+ 5,2	16,89 W	22,09 W
16	Iernut	22 » »	8 35	— 4,7	*) 0,19 E	4,51 W
17	Luduş	23 » »	8 4	— 5,1	*)14,39 E	9,29 E
18	Bonţida	30 » »	14 24	— 6,0	8,15 W	2,15 W
19	Dej	31 » »	8 6	— 5,1	0,11 E	4,99 W
20	Gherla	31 » »	15 30	— 4,5	7,13 W	2,63 W
21	Gilău	4.VIII.1937	7 49	+ 5,2	*)14,03 W	19,23 W
22	Sân-Mihai	9.VII. 1938	8 41	+ 4,7	13,63 W	18,33 W
23	Sărmaş	10.VII. 1938	7 57	— 5,2	23,53 E	18,33 E
»	»	26.VIII.1941	15 33	+ 4,5	47,89 E	52,39 E
24	Aiud	11.VII. 1938	16 30	+ 2,9	8,44 E	11,34 E
25	Dicio-Sân-Martin . .	13 » »	8 12	— 5,1	1,91 E	3,19 W

[1]) Le signe *) indique, selon les enregistrements de Stara-Ďala, pour 1937, des perturbations magnétiques durant les mesures; ces perturbations sont faibles, sauf pour Gilău où elles sont moyennes. Pour l'année 1938, parmi les jours de mesure, celles de 10 juillet (Sărmaş) et de 16 juillet (Odorhei) sont caractérisées comme des jours troublés; voir Assoc. de Magnétisme et Électricité terrestres, De Bilt.

Institutul Geologic al României

Tableau III. — *(suite)*

No.	Station	Date	Heure locale Gr + 1^h 36^m	Correction	D_o	D_c
26	Bălăuşeri	13.VII. 1938	15^h 56^m	— 3′,8	19′,38 W	15′,58 W
27	Praid	14 » »	8 28	+ 4,8	23,62 W	28,42 W
28	Odorhei	16 » »	8 11	— 5,1	20,83 E	15,73 E
29	Cristurul Sec. I . . .	16 » »	17 33	+ 1,5	16,52 E	18,02 E
30	Dumbrăveni	18 » »	8 16	— 5,1	8,33 E	3,23 E
31	Sighişoara II	21 » »	8 3	+ 5,1	22,23 W	27,33 W
»	» II	30.VIII.1941	8 0	— 5,1	4,24 E	0,86 W
32	Agnita	24.VII. 1938	8 34	+ 4,7	2,50 W	7,20 W
33	Sibiu	26 » »	7 47	— 5,1	18,70 E	13,60 E
34	Teiuş	23.VIII.1941	17 36	+ 1,5	31,59 E	33,09 E
35	Războieni	27 » »	16 8	+ 3,5	38,15 E	41,65 E
36	Apold	31 » »	8 47	— 4,5	16,70 E	12,20 E
37	Sebeş-Alba	12.VII. 1942	8 16 9 56	— 5,1 — 2,0	33,45 E 29,51 E	27,80 E
38	Orlat	15 » »	8 1	— 5,1	43,08 E	38, 0 E
39	Şeica-Mare	16 » »	8 11	— 5,1	30,40 E	25,30 E
40	Avrig	17 » »	8 56	— 4,3	24,68 E	20,40 E
41	Arpaşul-de-Jos . . .	18 » »	7 46	— 5,2	33, 0 E	27,80 E
42	Făgăraş	20 » »	7 32	— 5,2	46,15 E	40,90 E

La correction des variations accidentelles n'a pas été faite, aucune station d'enregistrements magnétiques permanents ne se trouvant pas encore en fonction, dans notre pays, aux époques de nos mesures [1]). Par suite, les valeurs obtenues dans ce travail peuvent être entachées d'erreurs là où des perturbations magnétiques se seraient produites durant la mesure. Toutefois, l'expérience nous a montré, surtout dans les stations où la mesure a été répétée plusieurs fois, que l'on n'a pas à craindre, pour D, des écarts accidentels qui dépassent 3′,5—4′ ; généralement les erreurs sont beaucoup plus petites. On peut donc admettre que les valeurs de D, données dans le tableau III, présenteraient seulement dans quelques cas défavorables des erreurs de $\pm$ 3′,5 — 4′.

[1]) Pour l'année 1936, possédant les enregistrements diurnes complets de Stara-Ďala, j'ai essayé de corriger aussi les variations accidentelles. Mais la méthode que j'avais appliquée (travail b, p. 132) n'était pas satisfaisante. Il aurait fallu tenir compte, en effet, de ce que les variations horaires sont fonction de l'heure locale, pendant que les variations accidentelles se produisent au même moment dans toutes les stations. En tenant compte de ce fait on trouve, par exemple pour la station Turda, étudiée en 1936, une correction de la déclinaison de 3′,4 W ; pour Stana 2′,7 W ; pour Cluj-Amél. Pl. 2′,2 E ; pour Cluj-Observ. 1′,9 W, 1′,8 E et 0′,7 W ; pour Moci 1′,5 E et pour Ciucea 1′,2 E ; pour les autres stations de 1936 les corrections sont plus faibles que 1′.

Institutul Geologic al României

VARIATION SÉCULAIRE DE LA DÉCLINAISON

Pour obtenir la variation séculaire de la déclinaison durant les années 1936—1941, on compare les valeurs de D obtenues dans les six stations étudiées en 1941, avec les valeurs des années précédentes.

On obtient ainsi les résultats inscrits dans le tableau IV, où ΔD est la variation de D à partir de 1-er juillet à midi 1936 (ou 1937, 1938) jusqu'au 1-er juillet à midi 1941.

La variation annuelle est donc en moyenne de 8′,3 vers l'Est par an.

Pour la mesure de 1936, à Turda, j'ai appliqué la correction accidentelle

TABLEAU IV

Intervale de temps	Station	ΔD vers l'Est	Var. annuelle
1936—1941	Sărmăşel	28′,0	5′,6
»	Turda	49′,2	9′,8 } 7′,7
1937—1941	Alba-Iulia	25′,7	6′,4
»	Mediaş	32′,4	8′,1 } 7′,2
1938—1941	Sărmaş	33′,0	11′,0
»	Sighişoara II	26′,3	8′,8 } 9′,9

de 3′,4 W ; pour Sărmăşel, cette correction est négligeable. Si on n'applique pas cette correction accidentelle, la variation annuelle moyenne pour 1936—1941 est de 8′ au lieu de 7′,7 et la moyenne générale de la variation devient 8′,4 au lieu de 8′,3.

Pour ramener toutes les mesures de déclinaison effectuées durant 1936—1941 à la même date, j'ai adopté la correction annuelle de 8′ vers l'Est par an.

VALEURS DE LA COMPOSANTE HORIZONTALE

La composante horizontale n'a subi aucune correction. D'une part on ne disposait pas d'enregistrements correspondants, la station Stara-Ďala n'ayant pas enregistré H. Les autres stations qui enregistraient H en 1936—1938 sont trop éloignées de la région étudiée. Les enregistrements obtenus par HEPITES et MURAT à Bucarest, en 1898—1900, sont trop anciens. Ainsi la variation diurne ne pouvait pas être corrigée convenablement.

Institutul Geologic al României

D'autre part, pour la variation séculaire de H, j'avais d'abord adopté une correction annuelle de —15 γ, tout comme pour la carte de la Bucovine (travail cité). Mais, les mesures répétées en 1940 dans six stations du réseau, n'ont pas donné des résultats permettant de conclure à cette diminution régulière de H en Transylvanie, durant 1936—1940; dans quelques stations on a trouvé H à peu près stationnaire. Il est possible aussi que la constante C, qui entre dans le calcul de H, ait légèrement varié, ce que je n'ai pu contrôler à partir de 1939.

Tous ces faits m'ont décidé de n'apporter aucune correction à H. Les erreurs possibles seraient les suivantes: La variation horaire pourrait conduire, dans notre région, à une erreur maximum de $\pm$ 15 — 20 γ; la variation séculaire à une erreur de $\pm$ 15 γ par an. A ces erreurs peuvent se superposer celles provenant des variations accidentelles.

Dans ces conditions de travail, quand on veut donner la valeur de H rapportée à une date qui diffère de deux ou trois ans de la date de la mesure, il serait illusoire de chercher une précision plus grande que $\pm$ 40 — 50 γ. Par conséquent, H sera exprimé avec seulement 3 chiffres significatifs, le quatrième étant douteux. Ainsi par exemple j'ai trouvé pour H, à Sighișoara (21.VII.1938); $H_1 = 21.637$ γ et $H_2 = 21.658$ γ; la valeur adoptée est $H = 216{,}5 \times 100$ γ.

Les valeurs de H ainsi exprimées sont portées dans la dernière colonne du tableau V.

CARTES MAGNÉTIQUES

Pour dresser la carte magnétique de la déclinaison, j'ai réduit toutes les mesures — selon le procédé décrit plus haut — à la même date, de 1-er juillet 1938. Le choix de cette date présente les avantages suivants:

En 1938, la ligne « agonique » (de déclinaison nulle) traverse notre région par son milieu et forme aussi des contours fermés autour de quelques stations; par conséquent, les anomalies de la déclinaison ressortent facilement en évidence; on le voit très clairement sur l'esquisse qui suit (fig. 3) (voir page 409).

La réduction des mesures à une date comprise entre 1936 et 1942 présente, d'autre part, l'avantage de rendre plus petites les corrections de variation séculaire.

Enfin, nous possédons la carte de la déclinaison de l'ancienne Tchéco-Slovaquie dressée pour 1 juillet 1938 (5). Cette carte, concernant une région qui avoisine les frontières nord de la Transylvanie, il s'ensuit que notre carte magnétique peut être raccordée dans ses grandes lignes à une carte magnétique plus générale.

Institutul Geologic al României

TABLEAU V [1])

No.	Station	*D* au 1 juillet à midi		*H* × 100 γ
		1938	1941	1938
1	Cluj-Observatoire	0′ 5 W	23′,5 E	212,7
2	Cluj-Amél. Plantes	1,7 W	22,3 E	212,8
3	Feleac	3,8 W	20,2 E	—
4	Sărmăşel	20,6 E	*) 32,6 E	212,0
5	Moci	32,9 E	56,9 E	211,9
6	Ciucea	0,3 W	23,7 E	—
7	Stana	22,4 W	1,6 E	211,8
8	Bistra	31,5 W	7,5 W	215,3
9	Lunca-Arieşului	2,2 W	21,8 E	214,9
10	Turda	18,5 W	*) 18,1 E	215,0
11	Alba-Iulia	18,0 E	*) 35,0 E	218,3
12	Blaj	12,5 E	36,5 E	216,2
13	Mediaş	8,7 W	*) 15,7 E	217,0
14	Sighişoara I	23,2 W	0,8 E	216,9
15	Tg.-Mureş	14,5 W	9,5 E	213,4
16	Iernut	3,0 E	27,0 E	214,1
17	Luduş	16,8 E	40,8 E	214,1
18	Bonţida	5,2 E	29,2 E	211,8
19	Dej	2,3 E	26,3 E	211,5
20	Gherla	4,7 E	28,7 E	211,1
21	Gilău	12,0 W	12,0 E	212,8
22	Sân-Mihai	18,5 W	5,5 E	211,5
23	Sărmaş	18,1 E	*) 51,2 E	212,2
24	Aiud	11,1 E	35,1 E	216,2
25	Dicio-Sân-Martin	3,5 W	20,5 E	216,0
26	Bălăuşeri	15,9 W	8,1 E	214,3
27	Praid	28,7 W	4,7 W	215,7
28	Odorhei	15,4 E	39,4 E	215,7
29	Cristurul-Secuesc I	17,7 E	41,7 E	(II) 216,1
30	Dumbrăveni	2,8 E	26,8 E	217,1
31	Sighişoara II	27,8 W	*) 2,2 W	216,5
32	Agnita	7,7 W	16,3 E	219,0
33	Sibiu	13,0 E	37,0 E	219,9
34	Teiuş	7,9 E	31,9 E	—
35	Războieni	16,3 E	40,3 E	213,5
36	Apold	13,1 W	10,9 E	217,9
37	Sebeş-Alba	4,5 W	19,5 E	218,7
38	Orlat	5,7 E	29,7 E	220,4
39	Şeica-Mare	7,1 W	16,9 E	219,1
40	Avrig	12,0 W	12,0 E	219,9
41	Arpaşul-de-Jos	4,6 W	19,4 E	219,8
42	Făgăraş	8,5 E	32,5 E	218,6

[1]) Dans le tableau V les valeurs de *D* portant le signe *) sont celles effectivement mesurées en 1941 et non celles déduites à partir des valeurs mesurées en 1938. La variation séculaire de *D* diffère, pour ces stations, de la valeur 24′ qui est la variation théorétique ; mais la somme des écarts pour toutes les stations mesurées en 1941 est faible (+ 4′,7).

Institutul Geologic al României

Les valeurs obtenues pour D et pour H, ayant servi à la construction des cartes, sont données dans le tableau V. La deuxième colonne de ce tableau contient aussi les valeurs de D pour 1 juillet 1941.

Pour la carte de la déclinaison, l'espacement des isogones est de 10′; pour la carte de la composante horizontale, les lignes d'égale H sont espacées de 100 γ.

Les anomalies de la déclinaison, annoncées dans les travaux antérieurs (voir surtout le travail 2, p. 139—142), sont maintenant assez bien déli-

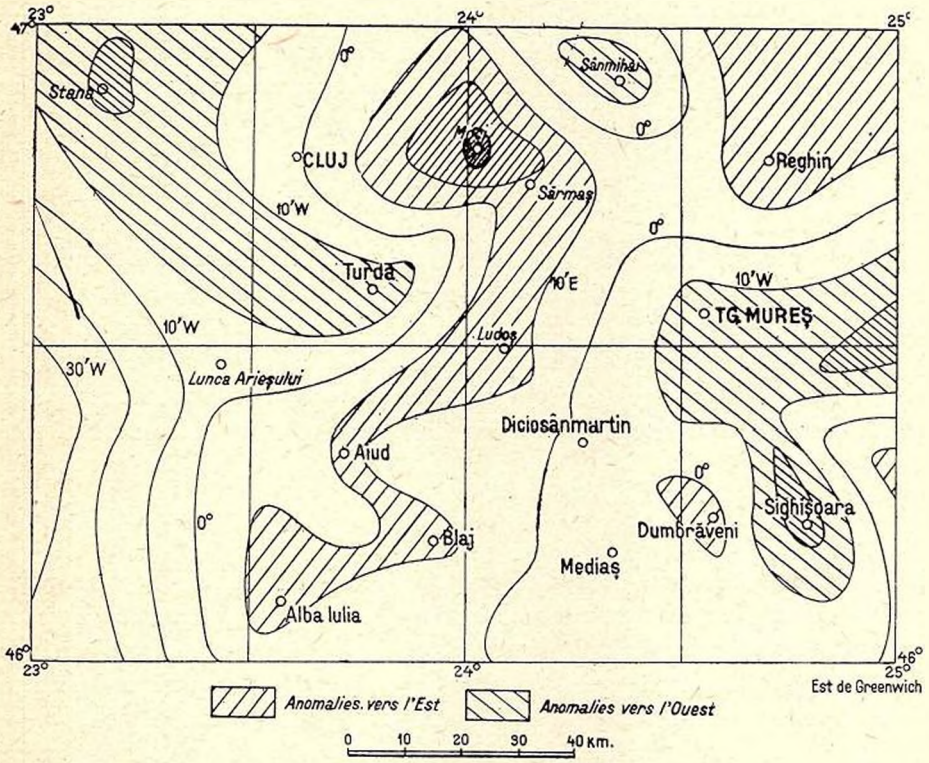


Fig. 3. — Anomalies de la déclinaison.

mitées sur la carte et les stations nouvelles, étudiées en 1941 et 1942, complètent bien la carte vers le Sud.

On voit (fig. 3) que les anomalies positives (vers l'E) et négatives (vers l'W) peuvent être groupées dans des régions plus étendues. Ainsi la carte est traversée par son milieu, du N au S, par la région des anomalies positives, qui commencent aux environs de Moci pour finir à Sibiu. La ligne médiane, sinueuse, de cette région d'anomalies positives passe approximativement par Bonțida, Moci, Sărmaș, Ouest de Ludoș, Aiud, Ouest Blaj et

Institutul Geologic al României

Sibiu. A l'Ouest elle est bordée par l'anomalie négative de l'Ouest de Cluj, Stana-Turda.

Vers l'Est, la région d'anomalies positives est bordée par l'anomalie négative de Sân-Mihai et par l'anomalie négative, plus intense et plus étendue, de la région Praid—Tg.-Mureș—Sighișoara. Cette dernière anomalie est plus accusée autour de Sighișoara et de Praid.

A l'Ouest de Sighișoara se trouve l'anomalie positive, de faible étendue, de Dumbrăveni.

La carte de la composante horizontale révèle, en général, des anomalies dans les mêmes régions que celles montrées par la déclinaison. Ainsi, par exemple, on remarque l'anomalie de Sân-Mihai, et la dispersion des lignes d'égale *H* entre Tg.-Mureș et Sighișoara. On peut tracer une ligne d'anomalies de *H* qui commence vers Gherla et passe par Sân-Mihai, Ouest de Tg.-Mureș, Ouest de Bălăușeri et de Sighișoara, par Agnita et Avrig. Cette ligne suit un tracé voisin de la ligne des anomalies négatives de la déclinaison, décrite plus haut.

Dans la partie centrale de la carte on peut tracer aussi une ligne d'anomalies de *H* qui suit le tracé entre Moci et Sărmaș, Ouest Ludoș, Războieni, Aiud, Alba-Iulia et qui, par conséquent, se superpose, sur une partie de son parcours, à la ligne des anomalies positives de la déclinaison décrite plus haut.

D'autres anomalies de *H* sont révelées, soit par l'espacement irrégulier des lignes d'égale *H*, soit par leur courbure, ou enfin par un contour fermé comme à Războieni.

* * *

Avec la publication de ces cartes, une deuxième région de notre pays, après la Bucovine, se trouve couverte d'un réseau de stations suffisamment rapprochées pour servir à la construction de la carte magnétique générale de notre pays. Espérons que l'Observatoire magnétique permanent que l'on édifie actuellement à Surlari-Căldărușani puisse faciliter cette tâche.

D'autre part, les résultats donnés dans ce travail pourront servir comme points de départ à des mesures relatives, plus détaillées, dans le but d'obtenir une délimitation plus serrée des anomalies locales.

Recu : novembre 1942.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. G. ATANASIU. Mesures de magnétisme terrestre en Transylvanie. *Bul. Soc. Ştiinţe*, Cluj, t. VIII, pag. 482—501, 1937.
2. — Nouvelles mesures de magnétisme terrestre en Transylvanie. *Bul. Fac. Şt.*, Cernăuţi, vol. XII, pag. 129—145, 1938.
3. — Cartes magnétiques de la Bucovine. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XXI, pag.(466, 1941.
4. ST. PROCOPIU. Mesures magnétiques en Roumanie, de 1931 à 1940... *Ann. Sc. Univ. Jassy*, t. XXVI, fasc. 2, pag. 535—562, 1940.
5. B. SALOMON, R. BEHOUNEK, FR. CECHURY. *Ann. de l'Inst. Géophysique de la Républ. Tchécosl.*, 1930—1938, III, Praha, 1939.

ERRATUM

Sur la carte de la composante horizontale, pour la station de Războieni, au lieu de de *H* 213,5 E lire *H* 213,5 (supprimer E).

6615

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CARTE MAGNÉTIQUE DE LA TRANSYLVANIE

DECLINAISON (D)

Au 1 Juillet 1938

0 10 20 30 40 Km.

ÉCHELLE

23° 24° 25° Est de Greenwich

47° 46°

Șiml. Silvaniei 22',0W
Zalău 10',8W
Ciucea 0',3W
Stana 22',4W
Gilău 12'W
CLUJ A.Pl. 1',7W Obs. 0',5W
Feleac 3',8W
Someș 0° 2',3E
Dej
Someșul mare
Someșul mic
Gherla 4',7E
Bonțida 5',2E
Bistrița 26',4E
Sânmihai 18,5W
Moci 32,9E
Sărmășel 20',6E
Sărmaș 18',1E
Reghin 21'E
Turda 18',5W
Arieș
Lunca Arieșului 2',2W
Bistra 31',5W
Ludoș 16',8E
Răsboeni 18',4E
Iernut 3'E
Mureș
TG.MUREȘ 14',5W
Praid 28',7W
Bălăușeri 15',9W
Aiud 11',1E
Diciosânmartin 3',5W
Cristur 17',7E
Odorhei 15',4E
Teiuș 7',9E
Blaj 12',5E
Târnava mică
Târnava mare
Dumbrăveni 2',8E
Sighișoara 27',8W
Mediaș 8',7W
Apold 13',1W
Alba Iulia 18'E
Șeica Mare 7',1W
Agnita 7',7W
Sebeș 3',5W
Deva 28',4W
Simeria 27',2W
Orăștie 25',5W
Orlat 5',7E
SIBIU 13'E
Avrig 12'W
Arpaș 4',6W
Olt 8',5E
Făgăraș

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI – VOL XXII

IMPRIM. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

CARTE MAGNÉTIQUE DE LA TRANSYLVANIE

COMPOSANTE HORIZONTALE (H)

Au 1 Juillet 1938

0 10 20 30 40Km.

ÉCHELLE

23° 24° 25° Est de Greenwich

47° 46°

Somes · Someşul mare · Someşul mic · Someşul Rece · Mureş · Târnava mică · Târnava mare

Dej 211,5 · Gherla 211,1 · Bistriţa 212,3 · Bonţida 211,8 · Stana 211,8 · Gilău 212,8 · CLUJ · A.Pl. 212,8 · Obs. 212,7 · Feleac · Moci 211,9 · Sărmăşel 212 · Sărmaş 212,2 · Sânmihai 211,5 · Reghin 213,5(?) · TG. MUREŞ 213,4 · Praid 215,7 · Turda 215 · Aries · Lunca Arieşului 214,9 · Bistra 215,3 · Ludos 214,1 · Iernut 214,1 · Răsboeni 213,5E · Bălăuşeri 214,3 · Aiud 216,2 · Diciosânmartin 216 · Cristur 216,1 · Odorhei 215,7 · Teiuş · Blaj 216,2 · Mediaş 217 · Dumbrăveni 217,1 · Sighişoara 216,5 · Apold 217,9 · Alba Iulia 218,3 · Şeica Mare 219,7 · Sebeş 218,7 · Agnita 219 · Deva · Orăştie · Simeria · Orlat 220,4 · SIBIU 219,9 · Arpaş 219,8 · Avrig 219,9 · Făgăraş 218,6 · Olt

211 · 212 · 213 · 214 · 215 · 216 · 217 · 218 · 219 · 220

IMPRIM. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

C. 76.776

Institutul Geologic al României